А. И. ПЕРЕЛЬМАН

# БИОКОСНЫЕ СИСТЕМЫ ЗЕМЛИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

SHOUT
SHARE
IT

# Annotation

Живые организмы и неорганическая (косная) материя на Земле тесно связаны между собой и образуют в совокупности различные сложные природные системы, которые В. И. Вернадский назвал биокосными. В книге биокосные системы рассмотрены с позиций геохимии.

Характеризуя почвы, подземные воды, биосферу и другие биокосные системы, автор рассказывает не только о том, как перемещаются атомы в этих системах, но и как происходит при этом превращение энергии, изменение информации. В последнее десятилетие изучение биокосных систем приобрело особенно большое значение в связи с проблемой охраны природы и загрязнения окружающей среды. Этим вопросам также уделено внимание.

- А. И. Перельман
  - 
  - От автора
  - Почва — особое природное тело
  - Почвоведение в XX в.
  - Почва как биокосная система
  - Илы — подводные почвы
  - Кора выветривания
  - Водоносные горизонты
  - Поверхностные воды
  - Ландшафты
  - Биосфера
  - Общие черты биокосных систем
  - Литература
- notes
  - 1
  - 2
  - 3
  - 4
  - 5
  - 6
  - 7
  - 8
  - 9
  - 10
  - 11
  - 12

- ○ 13
- ○ 14
- ○ 15
- ○ 16
- ○ 17
- ○ 18
- ○ 19
- ○ 20
- ○ 21
- ○ 22

# А. И. Перельман
# Биокосные системы Земли

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук А. В. Щербаков

# От автора

*Биокосные естественные тела характерны для биосферы. Это закономерные структуры, состоящие из косных и живых тел (напр., почвы), причем все их физико-химические свойства требуют — иногда чрезвычайно больших — поправок, если при их исследовании не учтено проявление находящегося в них живого вещества.*

*Б. И. Вернадский*

Стремительно развивается естествознание в нашу эпоху. И то, что еще недавно казалось новым, значительным и важным, порой воспринимается уже как вчерашний день науки, достояние истории. Но наряду с быстрым «старением» знания наблюдается порой и обратное явление — возрастание роли представлений, идей, высказанных еще в прошлом столетии. К их числу мы относим понятие о биокосных системах Земли, становление которого связано с именем В. В. Докучаева. Миновало столетие с тех пор, как увидели свет первые труды ученого, науки о Земле изменились неузнаваемо, но роль докучаевских открытий не уменьшилась, а, наоборот, сильно увеличилась, и его идеи заняли почетное место во многих науках.

Значение научного подвига Докучаева легче выразить в терминах нашей эпохи, когда существуют общая теория систем и кибернетика, эти ровесники революции, происходящей в естествознании и технике.

Современники связывали с именем В. В. Докучаева в первую очередь создание нового понятия о почве, заложившего основы почвоведения. Почва оказалась первым типом особого класса природных систем земной коры, которые ученик Докучаева В. И. Вернадский позднее назвал биокосными. Биокосные системы играют огромную роль в механизме природы и жизни человечества, для них характерно взаимопроникновение и тесная связь между живой и неживой (косной) материей.

В. И. Вернадский увидел на нашей планете множество биокосных систем. Ученый подробно охарактеризовал самую крупную из них — биосферу, которая сейчас привлекает большое внимание.

К биокосным системам относятся и многие другие образования земной коры. Так, уже в начале XX в. была установлена биокосная природа коры выветривания, илов. Автор книги обосновал понятие о водоносном горизонте как биокосной системе. К более высокому уровню организации относятся артезианские бассейны подземных вод, моря и океаны. Характерно, что все эти системы изучаются разными науками, порой достаточно далеко отстоящими друг от друга в официальной классификации знания. Так, почвоведение относят к наукам биологическим и сельскохозяйственным, учение о ландшафтах и океанологию — к наукам географическим, изучением подземных вод занимается гидрогеология, илов — литология. Что же касается учения о биосфере, то оно пока еще официально «не приписано» ни к какой науке.

«Ведомственная разобщенность» наук, изучающих биокосные системы, не мешает этим системам обладать многими общими свойствами. Это и позволяет рассматривать биокосные системы в целом с единых позиций. Такая методология разработана геохимией. Она заключается в анализе биокосных систем на атомарном уровне, в изучении свойственной им миграции химических элементов.

В работе над книгой автора поддерживало убеждение, что ознакомить широкие круги читателей с биокосными системами необходимо. Особенно теперь, когда остро стоит проблема «Человек и окружающая среда». Сложности задачи был противопоставлен тот принцип в работе, который всегда выручает ученых и о котором говорил И. П. Павлов, — последовательность. Автор старался рассказать о каждой биокосной системе в отдельности, а потом уже установить и общие черты этих систем. И конечно, надо было начинать с того, как Докучаев открыл почву.

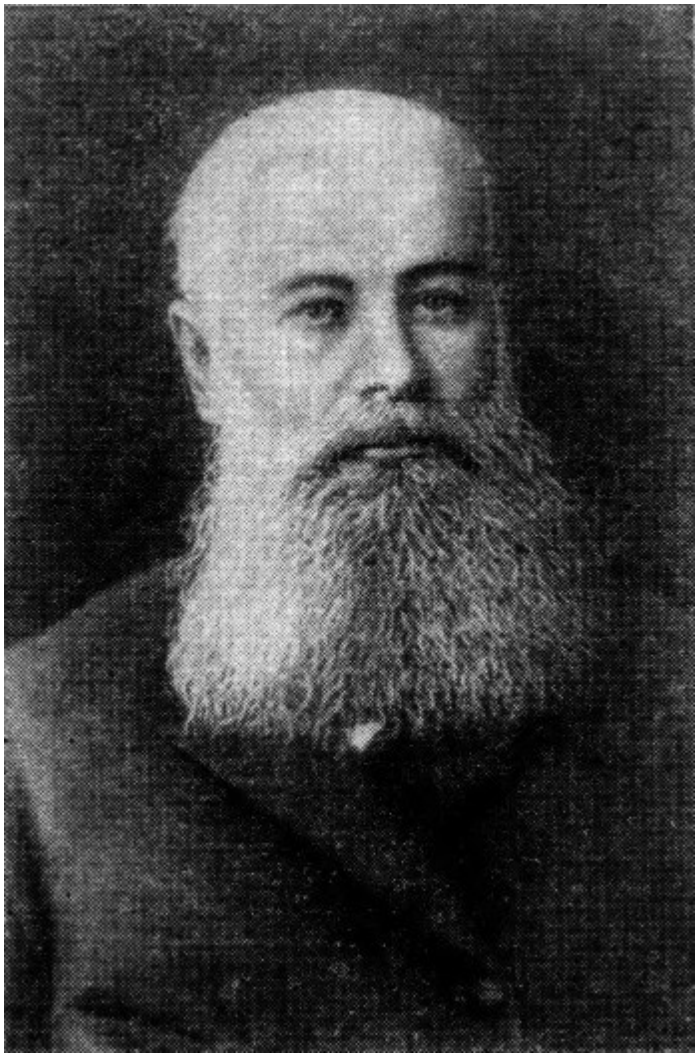
# Почва — особое природное тело

Термин «почва» существовал на многих языках до работ Докучаева. Однако под ним подразумевались разные понятия — рыхлые продукты разрушения горных пород (в геологии), пахотный слой (в агрономии), любая поверхность суши вплоть до городской мостовой (в санитарии) и т. п. Этот старый и достаточно неопределенный термин В. В. Докучаев использовал для наименования открытого им особого природного тела. Было это в 70-х годах прошлого века.

Окончив в 1871 г. естественное отделение физико-математического факультета Петербургского университета, Докучаев стал сотрудником вновь учрежденной кафедры геологии.

Профессора Петербургского университета Д. И. Менделеев, А. Н. Бекетов, А. В. Советов, А. М. Бутлеров, А. А. Иностранцев и др. уделяли много внимания сельскому хозяйству, принимали участие в деятельности Вольного экономического общества (ВЭО). В 1877 г. общество обратилось к Докучаеву с предложением изучить черноземную полосу Европейской России. В. В. Докучаев был одним из немногих геологов, изучавших молодые (четвертичные) ледниковые, речные и прочие поверхностные отложения Русской равнины. С геологических позиций почвы в то время относились именно к этим образованиям, и не удивительно, что выбор ВЭО пал на Докучаева.

За 6 лет (1877—1882) Докучаев обследовал огромные пространства юга России, от Бессарабии до предгорий Урала и от долины Оки до побережья Черного моря и Северного Кавказа. К изучению чернозема он подходил не с каких-либо конкретных практических позиций (например, агрономических), а как натуралист-геолог, т. е. изучал червовом как особое природное явление. Докучаева интересовали состав и свойства этой почвы, ее зависимость от рельефа, климата, растительности, подстилающих пород.



Василий Васильевич ДОКУЧАЕВ (1846—1903)

В результате исследования чернозема Докучаев пришел к выводу, «что почва есть такое же самостоятельное естественно-историческое тело, как любое растение, любое животное, как любой минерал, что это естественно-историческое тело должно изучать прежде всего как *таковое*, не преследуя каких-либо утилитарных прикладных целей, что оно есть результат, *функция* совокупной взаимной деятельности следующих агентов-почвообразователей: климата данной местности, ее растительных и животных организмов, рельефа и возраста страны или абсолютной ее высоты, наконец, подпочвы (т. е. грунтовых материнских пород). Как всякое естественноисторическое тело, почва имеет свое прошлое, свою жизнь и генезис»[1].

Подобный взгляд на почву явился крупным открытием, которое привело к возникновению новой естественно-исторической науки о Земле — почвоведения. По мнению В. И. Вернадского. чернозем сыграл такую же роль в развитии почвоведения, как кальцит в кристаллографии, лягушка в физиологии и бензол в органической химии.

Создание новой науки о почве было подготовлено развитием естествознания. Предшественниками Докучаева называли русского ботаника Рупрехта, немецких ученых Фаллу и Берендта и др. В их трудах, писал Б. Б. Полынов, можно найти в отдельности почти каждое положение о почве, развитое в дальнейшем Докучаевым. Однако в них не было того синтеза, который осуществил Докучаев, установив сложное строение открытой им биокосной системы, создав представление о почвенном профиле, доказав принципиальное отличие почвы от материнской породы, рассмотрев почву как функцию ландшафта. «Такого представления о почве до Докучаева *никто* не давал. Такой почвы до Докучаева *никто* не знал», — говорил Полынов в своем докладе, посвященном 100-летию со дня рождения ученого[2].

«Работы В. В. Докучаева являются одним из ярких примеров того стихийного и в то же время глубокого проникновения в диалектику природы, которое характеризует творчество всех великих натуралистов — классиков естествознания», — отмечал Полынов[3].

Успехи новой науки были обязаны не только таланту Докучаева, но и его огромной воле, невероятной трудоспособности и целеустремленности.

Блестящий лектор, Докучаев хорошо понимал, как важно для новой науки было создание специальной кафедры почвоведения. Ему не удалось добиться этого в Петербургском университете, но он все же создал такую кафедру на окраине тогдашней России, в Ново-Александрийском (ныне город Пулавы, Польша) институте сельского хозяйства и лесоводства, которым стал руководить с 1892 г.

В 1894 г. Докучаев основал первую в мире кафедру генетического почвоведения, заведовать которой поручил своему ближайшему помощнику Н. М. Сибирцеву. Подготовка почвоведов нового профиля началась. Докучаев много сил уделял институту, работал с колоссальным напряжением (по 18 часов в сутки) и добился резкого изменения системы преподавания. Слава об институте распространилась по всей стране. Из стен его вышли многие известные почвоведы, ученики Докучаева.

Бурной энергии Докучаева хватало и на развитие

теоретических основ почвоведения, и на преподавательскую деятельность, и на организацию крупных экспедиций по обследованию почв. В 1882 г. Нижегородское земство пригласило ученого обследовать почвы губернии, в 1888 г. начались аналогичные работы в Полтавской губернии.

В 1891 г. черноземную полосу поразила страшная засуха, за ней последовал голод, борьбе с которым посвятили себя лучшие люди России. Основываясь на сделанных ранее выводах, Докучаев пришел к заключению, что неурожай не просто стихийное бедствие, но во многом следствие неправильного обращения с природой. Этим вопросам он посвятил много статей и книгу «Наши степи прежде и теперь» (1892), в которой наметил целый комплекс мероприятий по борьбе с засухой. Ему удалось убедить Лесной департамент в необходимости лесных мелиораций в степи, и в 1892 г. была организована Особая экспедиция по испытанию и учету различных способов и приемов лесного и водного хозяйства в степях России, работавшая под руководством Докучаева. На опытных участках в Каменной степи (Воронежская область), в Великом Анадоле (между Донцом и Днепром) и около города Старобельска проводились комплексные почвенные, геологические и гидрогеологические исследования.

Значение экспедиций Докучаева трудно переоценить — в ходе этих работ создавалась новая методика изучения почв, устанавливались их типы, был дан мощный импульс развитию почвоведения, возникла знаменитая докучаевская школа.

Однако значение экспедиций Докучаева не ограничилось их ролью в развитии почвоведения. Впервые в мире были выполнены комплексные естественно-исторические исследования территории, в которых помимо почвоведов участвовали геологи, ботаники, климатологи, агрономы и другие специалисты. Их работа не только координировалась между собой, она была связана единой целью, проводилась по общему плану.

Итак, мы подошли к замечательному итогу короткой, но яркой жизни Докучаева — созданию школы ученых, среди которых много имен, прославивших русскую и позднее советскую науку. Достаточно назвать основателя геохимии В. И. Вернадского (1863—1945), почвоведов Н. М. Сибирцева (1860—1900), К. Д. Глинку (1867—1927), Н. А. Димо (1873—1959), Г. Н. Высоцкого (1865—1940), географов и ботаников А. Н. Краснова (1862—1914) и Г. И. Танфильева (1857—1928), петрографа Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1861—1939), минералога П. А. Земятченского (1856—1942).

Следует особо отметить, что представители докучаевской школы работали не только в области почвоведения, но и достигли

выдающихся результатов во многих других отраслях естествознания, формально, а часто и по существу далеких от почвоведения (минералогия, петрография и т. д.). Однако в дальнейшем эти ученые нередко снова возвращались к идеям своего учителя. Так произошло, например, с В. И. Вернадским, который первые десятилетия своей жизни в науке посвятил проблемам минералогии, кристаллографии и геохимии, а последние 28 лет — изучению самой крупной биокосной системы Земли — биосферы.

Академик Ф. Ю. Левинсон-Лессинг начинал как почвовед, но, увлекшись проблемами петрографии, стал признанным основоположником химической петрографии. Однако когда в Академии наук в 1925 г. был создан Почвенный институт им. Докучаева, Левинсон-Лессинг первые два года был его директором.

И далеко не случайно ученик Докучаева, впоследствии видный гидрогеолог, П. В. Отоцкий разработал учение о зональности грунтовых вод, а другой его ученик, минералог П. А. Земятченский, посвятил свою деятельность изучению глин, т. е. объектов, близких к почвам.

Таким образом, в творчестве учеников Докучаева, как работавших в почвоведении, так и отошедших от него, видно влияние докучаевской мысли, его прогрессивной, глубоко диалектической методологии, учившей устанавливать связи между явлениями, познавать объекты природы как целое, т. е. применять системный подход. Именно в этом — в глубине идей ученого, их огромном научном потенциале, мощи методологии — главная причина почти беспримерной широты докучаевской научной школы.

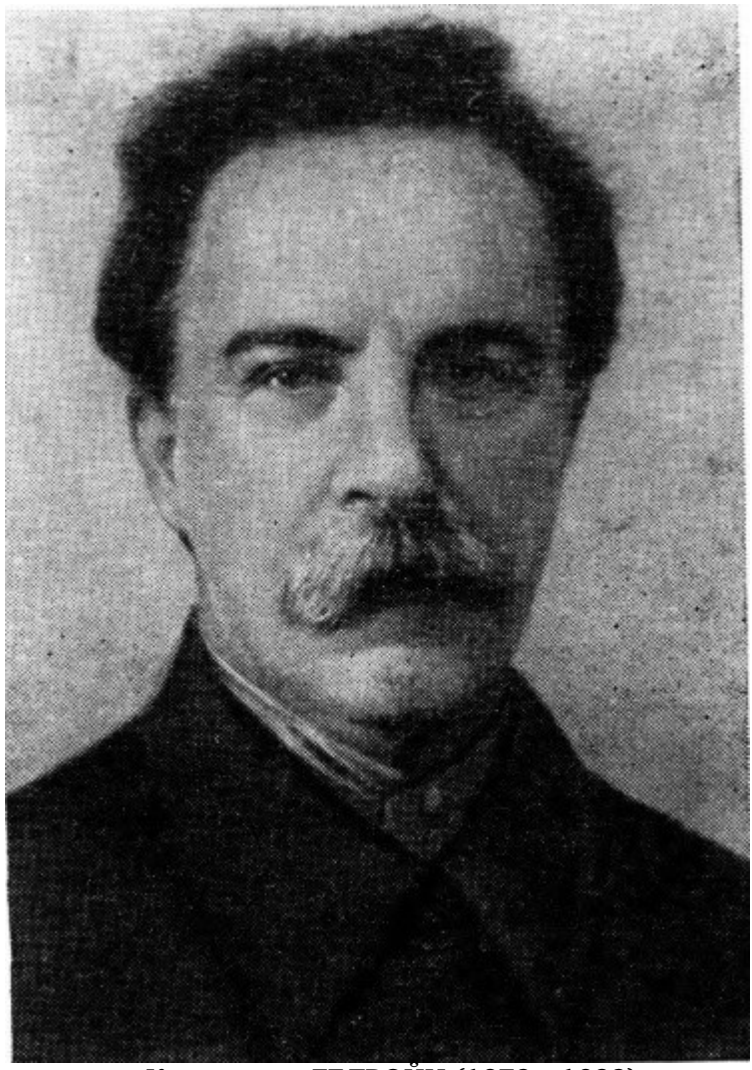
# Почвоведение в XX в.

В XX в. развитие почвоведения протекало под флагом докучаевских идей. Знаменательным стало внедрение нового учения в западноевропейскую и американскую науку. Коллективная работа почвоведов всех стран позволила в последние годы сделать фундаментальные обобщения как в области общей теории почвообразования, так и в систематике почв нашей планеты, приступить к составлению почвенной карты мира.

Не будет преувеличением сказать, что почвоведение стало одной из фундаментальных естественно-исторических наук о Земле. «Именно здесь, в почвах, сосредоточена геологическая работа живого вещества; именно в почвах готовится тот материал континентальных и морских отложений, из которых в дальнейшем образуются новые породы. Но в то же время в почвах в наибольшей степени сосредоточены и те процессы, совокупность которых обусловливает эволюцию органического мира. Здесь разыгрываются многообразные формы борьбы за существование и приспособления организмов к изменяющимся условиям их жизни, создаются многообразные сообщества (биоценозы) и формируются новые виды многочисленных низших и высших растений. Этим определяется значение в естествознании и новой области явлений — почвенной пленки и новой, посвященной ей, науки — почвоведения», — писал Б. Б. Полынов в 1947 г.[4]

Глубокие исследования сущности почвообразовательного процесса позволили использовать почвоведение для решения самых различных практических вопросов в сельском хозяйстве (агрономическое почвоведение), лесоводстве (лесное почвоведение), мелиорации (мелиоративное почвоведение), дорожном строительстве (дорожное почвоведение и грунтоведение), медицине (санитарное почвоведение), при поисках полезных ископаемых и т. д.

**Геохимические идеи в почвоведении.** С начала XX в. развиваются исследования почв, по своей методологии близкие к зарождавшейся в то время геохимии. Крупным представителем этого направления стал последователь Докучаева профессор Петербургского лесного института П. С. Коссович (1862—1915). Его работа о круговороте серы и хлора на земном шаре и по названию и по существу была чисто геохимической. Пересчет химических анализов «по Коссовичу» позволял оценивать интенсивность миграции химических элементов в почве.



Константин Каэтанович ГЕДРОЙЦ (1872—1932)

Учеником и сотрудником Коссовича был один из наиболее ярких представителей докучаевского почвоведения — К. К. Гедройц. Его труды оказали огромное влияние на современников. В 20—30-е годы почвоведение в Советском Союзе, а частично и в других странах, переживало, как сказал Б. Б. Полынов, «гедройцевскую эпоху». Однако начало деятельности К. К. Гедройца было более чем скромным. Многие годы (1908—1921) его труды не привлекали большого внимания русских почвоведов, увлеченных главным направлением тогдашней науки — изучением почв огромных просторов России. Такие работы имели явную практическую направленность; на них выделялись немалые средства, и, что также имело немаловажное значение, во главе

почвенно-географических работ стоял непосредственный ученик В. В. Докучаева, крупный ученый и хороший организатор К. Д. Глинка. Он объединил под своим руководством большой коллектив почвоведов-географов, из которых позднее вышли многие известные ученые. (В советское время К. Д. Глинка стал первым почвоведом — действительным членом Академии наук, в 1927 г. был назначен директором Почвенного института им. Докучаева).

Константин Дмитриевич ГЛИНКА (1807—1027)

На фоне почвенно-географических работ, поражавших воображение своим размахом, привлекавших ученых полной неисследованностью таких районов, как амурская тайга, Забайкалье, горы Алтая и Тянь-Шаня, скромные лабораторные опыты, проводимые Гедройцем почти в одиночку, казались узким,

частным вопросом. Этому немало способствовали и личные качества Гедройца, и, вероятно, его профессия химика-почвоведа, требовавшая углубленной, сосредоточенной, спокойной, внешне однообразной работы в лаборатории. Гедройц не любил шумную аудиторию. Он предпочитал уединение, чтобы решить по существу один научный вопрос, занимавший его с 1908 по 1932 г., — о поглотительной способности почв.

Само явление поглощения было довольно обстоятельно изучено задолго до работ Гедройца. Почвоведы знали, что почва способна поглощать газы, пары и растворенные вещества, что при фильтрации растворов часть растворенных веществ поглощается почвой, а в раствор переходят некоторые вещества из твердой фазы. Таким образом, почва как бы обменивала одни элементы на другие. Было также установлено, что поглотительной способностью преимущественно обладает наиболее тонкая (высокодисперсная) фракция почвы, главным образом почвенные коллоиды с величиной частиц менее 0,25 мк ($2{,}5 \cdot 10^{-4}$ см). Изучению почвенных коллоидов и их обменной поглотительной способности и посвятил свои многолетние исследования Гедройц. Он нарисовал новую картину самого явления, объяснил его сущность и, что самое главное, показал огромную роль его в жизни почвы, а также при решении вопросов мелиорации, удобрения, обработки почв. В результате развитию почвоведения был дан мощный импульс.

Что же установил Гедройц?

Фракцию почвы, обладающую поглотительной способностью, ученый назвал почвенным поглощающим комплексом (ПК). Гедройц доказал, что комплекс содержит катионы, способные обмениваться на катионы, находящиеся в растворе, причем обменная реакция обратима, а сам обмен носит эквивалентный характер, например:

$$\frac{\text{ПК-Ca}^{2+}}{\text{почва}} + \frac{2\text{Na}^{+} + 2\text{Cl}^{-}}{\text{раствор}} \rightleftarrows \frac{\text{ПК-2Na}^{+}}{\text{почва}} + \frac{\text{Ca}^{2+} + 2\text{Cl}^{-}}{\text{раствор}}$$

Как видим, в твердой части почвы в обменном состоянии находится двухвалентный катион ($Ca^{2+}$), а в растворе — хлорид одновалентного металла натрия, диссоциировавший на катион ($Na^{+}$) и анион ($Cl^{-}$). Катион натрия из раствора ($Na^{+}$) поглощается ПК, а взамен из ПК в раствор переходит обменный катион $Ca^{2+}$. Вскоре между ПК и раствором наступит равновесие — в ПК и в растворе будут $Ca^{2+}$ и $Na^{+}$. Но если процесс протекает в динамическом режиме, т. е. в почву поступают все новые и новые порции раствора (например, при засолении грунтовыми водами), то постепенно состав ПК может измениться и в нем вместо $Ca^{2+}$ начнет преобладать $Na^{+}$ (рис. 1).

Исследования Гедройца показали, что в ПК почти всех почв входят обменные кальций и магний, в некоторых почвах содержатся также обменный натрий и водородный ион ($H^+$).

Позднее сам Гедройц и особенно его ученики и последователи доказали, что среди обменных катионов могут присутствовать также алюминий ($Al^{3+}$), марганец ($Mn^{2+}$) железо ($Fe^{2+}$), аммоний ($NH_4^+$), калий ($K^+$), микроэлементы — $Ba^{2+}$, $Sr^{2+}$, $Cu^{2+}$, $Ni^{2+}$ и т. д.

В некоторых почвах ПК содержит и обменные анионы — $SO_4^{2-}$, $Cl^-$, $PO_4^{3-}$ и др. Общее количество обменных катионов в почве обычно не превышает 1%, однако их роль отнюдь не пропорциональна количеству — она исключительно велика и определяет многие важнейшие характеристики почв, своеобразие отдельных типов. Различия, между черноземными, подзолистыми, солонцовыми и другими почвами Гедройц объяснял с позиций своего учения о поглощающем комплексе.

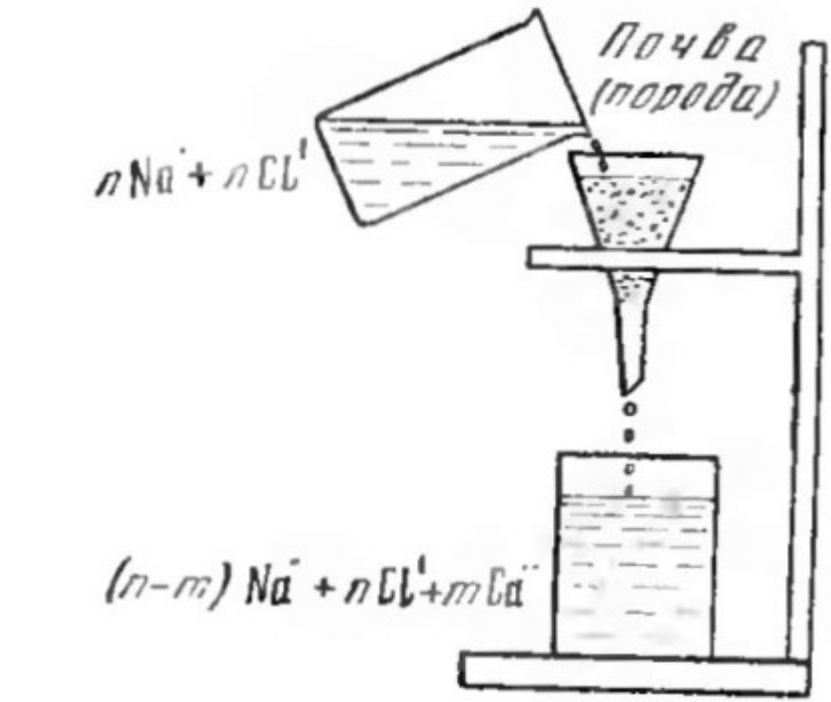



Рис. 1. Опыт, демонстрирующий обменную адсорбцию катионов (*n* и *m* — эквивалентные количества ионов)

Огромная заслуга Гедройца заключалась не только в исследовании сущности поглощения, но и в разработке аналитической методики определения обменных катионов, внедрившейся во все почвенные лаборатории мира.

Как же с позиций нового учения о поглотительной

способности почв происходит формирование поглощающего комплекса, накопление обменных катионов? Легче всего разобрать этот вопрос, если рассмотреть почвообразование на гранитах и других изверженных породах, которые не содержат поглощающего комплекса.

В результате поселения и деятельности на скальной поверхности изверженных пород лишайников, а затем и высших растений начинается образование почв. Разложение органических остатков, выветривание минералов постепенно приводят к накоплению тонкодисперсных частиц — гумуса, глинистых минералов. Каждая частица обладает одной важной особенностью: атомы, расположенные внутри частицы, полностью уравновешивают свои валентности за счет соседних атомов, а атомы, расположенные на поверхности, уравновешивают не все валентные связи. Они-то и способны притягивать ионы из раствора, превращая их в обменные катионы и анионы (в зависимости от качества атомов). С этих позиций становится понятным, почему поглотительной способностью обладает преимущественно коллоидная часть почвы: только она имеет большую суммарную поверхность, большую поверхностную энергию.

Хотя обменные катионы и принадлежат к твердой части почв, они находятся в равновесии (или стремятся к такому равновесию) с катионами почвенного раствора. Поэтому почвы, в растворе которых среди катионов преобладают $Ca^{2+}$ и $Mg^{2+}$, имеют ПК, насыщенный этими катионами. К таким почвам относятся черноземы. При разложении степной растительности в почву поступает много кальция и магния, которые постепенно насыщают поглощающий комплекс (в первую очередь кальций). Так ПК становится кальциево-магниевым. Это определяет специфические свойства почв — их нейтральную и слабощелочную реакцию[5], прочную структуру, высокое плодородие и т. д. Недаром Докучаев называл чернозем «царем почв» — в этом сказался и благоприятный для растений состав катионов.

Совершенно по-иному развиваются процессы в почвах тайги, где разложение хвои и других растительных остатков дает много органических кислот, для нейтрализации которых не хватает катионов кальция и магния. Поэтому в ПК в первую очередь входит водородный ион и в меньшей степени $Ca^{2+}$ и $Mg^{2+}$. В результате ПК состоит уже из трех катионов — $H^+$, $Ca^{2+}$ и $Mg^{2+}$. Это определяет так называемую обменную кислотность подобных почв, их менее благоприятные, чем у черноземов, агрономические свойства. Теория Гедройца объяснила, как нужно улучшать

подзолистые почвы известкованием — надо вносить столько Са, чтобы полностью вытеснить из ПК обменный водород. Так новая теория помогла практике решить исключительно важный вопрос о мелиорации кислых почв, занимающих большие площади в нечерноземной зоне нашей страны.

Подлинным триумфом теории Гедройца явилось объяснение процессов образования солончаков и солонцов и способов их мелиорации. Почвенные исследования в России, а также в Венгрии и США установили, что среди засоленных почв имеются содержащие соли как на поверхности, так и на некоторой глубине (30—50 см и более). Последние часто имеют щелочную реакцию, в связи с чем именовались за рубежом щелочными почвами (alkali soils). При почвенно-географических исследованиях те и другие почвы нередко именовались солончаками пли солонцами: четких различий между этими терминами не было, генетическая связь между двумя группами была неясна. После работ К. К. Гедройца почвоведы стали вкладывать строгое и конкретное содержание в термины «солончак» и «солонец», считая их разными типами почв (неспециалисты и сейчас нередко употребляют оба термина в одинаковом смысле).

Гедройц экспериментально доказал, что при засолении натриевыми солями (а в природе засоление практически всегда носит такой характер) в почве не только накапливаются сульфаты и хлориды, но натрий входит в поглощающий комплекс, вытесняя оттуда часть кальция и магния. Подобную почву ученый и предложил именовать солончаковой, или солончаком. Следовательно, в солончаке ПК содержит $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$ и $Na^{+}$, причем натрий может преобладать и ПК в основном становится «натриевым». Солончаки образуются в аридных ландшафтах на участках близкого залегания грунтовых вод — на поймах и дельтах, низких побережьях, в озерных котловинах и т. д. Весьма характерны солончаки для пойм южных рек — Сырдарьи, Амударьи, Куры, Терека, низовьев Дона, Волги, Урала и т. д.

Промывая образцы солончаков пресной водой, Гедройц добился удаления солей из почвы, но поглощающий комплекс почвы продолжал содержать натрий. Такую почву, в верхних горизонтах которой уже нет растворимых солей, но ПК содержит много обменного натрия (более 30% суммы обменных катионов), Гедройц предложил именовать *солонцом*. Следовательно, солонцы образуются из солончаков при их рассолении, когда растворимые соли удаляются, по натрий сохраняется в поглощающем комплексе. Как показал Гедройц, ПК, насыщенный натрием, диспергируется в воде, в связи с чем солонцы легко набухают, образуя во влажную погоду липкую бесструктурную массу, а в

сухую — исключительно твердые столбы и глыбы. Так изящно и просто удалось объяснить характерные физические свойства солонцов, играющие весьма отрицательную роль в сельском хозяйстве и дорожном строительстве (грунтовые дороги на солонцах в дождливую погоду почти непроходимы).

Рис. 2. Схема распределения солончаков и солонцов в долинах степных рек.

*1* — засоление почв — образование солончаков, вхождение натрия в поглощающий комплекс; *2* — рассоление почв — образование солонцов, вымывание солей из верхних горизонтов почв, формирование рассоленного солонцового горизонта *B*, поглощающий комплекс которого содержит много обменного натрия; *3* — верхняя граница засоленного горизонта; *4* — былой уровень залегания грунтовых вод (в пойменную стадию)

Простое объяснение с этих позиций получило и строение профиля солонцов, где под солонцовым горизонтом $B_1$, содержащим обменный натрий, залегает солевой горизонт $B_2$, в который при рассолении вмываются соли из верхней части почвы.

Замечательным результатом применения повой теории явилось объяснение важной закономерности размещения солонцов — их приуроченности ко вторым и третьим террасам рек, на поймах которых развиты солончаки. При врезании рек и превращении пойм в террасы почвы отрываются от грунтовых вод и засоление сменяется рассолением (в результате промывания почв атмосферными осадками). Поэтому одновременно с превращением поймы в террасу солончак превращается в солонец (рис. 2).

Дальнейшие исследования показали, что солонцы могут образоваться не только в результате рассоления солончаков, но и другим путем. Однако основные положения теории Гедройца выдержали проверку временем и вошли в фундаментальные основы почвоведения.

Учение Гедройца о поглощающем комплексе имело большое

значение и для развития других наук о Земле, так как коллоидная фракция и обменные катионы характерны для всех глин и илов. Например, дорожные и строительные свойства грунтов тесно связаны с их обменными катионами, в связи с чем в трудах по грунтоведению учению Гедройца уделяется видное место. Было установлено, например, что грунты, ПК которых насыщен натрием, обладают ничтожной фильтрацией. Чтобы уменьшить фильтрацию, борьба с которой составляет одну из важных задач мелиораторов, украинский почвовед А. Н. Соколовский предложил искусственно насыщать катионом натрия ПК ложа каналов и водохранилищ.

В 1925 г. Гедройц разработал классификацию почв, среди которых по составу обменных катионов выделил четыре основных типа почвообразования:

1) латеритный (в ПК преобладает обменный водород, обменных Ca и Mg мало);

2) подзолистый (в ПК наряду с обменным водородом имеются Ca и Mg);

3) черноземный (ПК насыщен Ca и Mg);

4) солонцовый тип (ПК содержит обменный натрий, но есть Ca и Mg).

Эта работа произвела сильное впечатление на современников тем, что в основу классификации автор положил внутренние свойства почв, а не факторы почвообразования, как это нередко имело место в прежних работах. В той или иной степени идеи Гедройца нашли отражение во всех последующих классификациях почв как в нашей стране, так и за рубежом. Особенно большое значение им придавал известный венгерский почвовед А. Зигмонд (1873—1939).

Гедройц официально не причислял себя к геохимикам. Однако ученый сделал объектом своего исследования химический элемент; он изучал его историю в почвах, его миграцию и вслед за своим учителем Коссовичем применил в исследовании геохимическую методологию. Поэтому Гедройца можно считать не только основателем химии, но и основателем геохимии почв, изучающей историю химических элементов в почве. Это направление получило широкое распространение уже после смерти Гедройца в трудах Б. Б. Полынова, В. А. Ковды, М. А. Глазовской, Г. В. Добровольского, К. И. Лукашева и других почвоведов.

Б. Б. Полынов определил интенсивность миграции химических элементов в почвах, изучал поведение элементов в процессах засоления, создал теорию биогенного генезиса глинистых минералов в почвах. Эти его труды послужили основой

для разработки геохимии коры выветривания и ландшафтов, о чем мы еще будем говорить в других разделах книги.

Развивая идеи Гедройца и Полынова, В. А. Ковда охарактеризовал геохимию процессов засоления и рассоления, использовал геохимические принципы при классификации почв мира. Ученый разработал эволюционногенетическую систему классификации почв мира, самой крупной таксономической единицей которой являются почвенно-геохимические формации (формации кислых аллитных почв, нейтральных и слабощелочных монтмориллонитовых почв, кислых каолинитовых почв и т. д.). Геохимическим параметрам в этих построениях отводится почетное место.

Наиболее глубокое обоснование геохимические принципы классификации почв получили в трудах М. А. Глазовской. По сочетанию двух признаков — щелочно-кислотных и окислительно-восстановительных условий — она выделила 11 геохимических ассоциаций почв, которые, в свою очередь, разделяются на генерации и семейства. Большое значение классификации Глазовской состоит в использовании геохимических параметров, играющих действительно ведущую роль в жизни почв. Обменные катионы в классификации Глазовской также учитываются, но таксономический ранг этого признака более скромный, соответствующий его роли в почвообразовании.

Другое направление геохимии почв — изучение поведения отдельных элементов в почвах, в первую очередь микроэлементов. Начало этому направлению было положено в 1913 г. статьей В. И. Вернадского о химическом составе почв, в которой ученый ставил вопрос о необходимости определения в почвах рубидия и газов. В дальнейшем Вернадский не раз обращался к вопросу об анализе почв с геохимической точки зрения. В 1950 г. ученик Вернадского акад. А. П. Виноградов (1895—1975) опубликовал монографию, в которой охарактеризовал содержание в почвах бора, фтора, брома, йода, мышьяка, селена, лития, рубидия, хрома, цезия и других микроэлементов. В последнее десятилетие число исследований по микроэлементам в почвах растет очень быстро.

Химические элементы находятся в почвах в различных формах: в виде свободных ионов в растворе, в поглощенном и рассеянном состоянии, входят в органическое вещество и неорганические соединения — минералы. Содержание последних особенно велико и часто составляет 95—99% веса почвы. Поэтому так важно минералогогеохимическое изучение почв.

# Почва как биокосная система

Биологические явления в почвах всегда привлекали внимание исследователей: развивалась почвенная микробиология, изучались почвенная флора и фауна (например, черви, грызуны). Однако первые десятилетия развития докучаевского почвоведения были отмечены, как мы убедились, преимущественно вниманием к проблемам географии и химии почв. Несколько особняком в эти годы стоял Б. Р. Вильямс (1863—1939), который главное внимание уделял именно биологическим аспектам почвообразования; применял он и системный подход. Для творчества Вильямса были характерны крупные обобщения; ученый полагал, что сущность почвообразования заключается в создании и разрушении органического вещества.

В построениях Вильямса имелись и ошибочные положения. Сейчас эти вопросы уже решены временем, в связи с чем возникла возможность в исторической перспективе объективно оценить вклад В. Р. Вильямса в науку и практику. Отвергая слабые стороны в творчестве ученого, его неправильные рекомендации, следует отдать должное его научным достижениям. Вдумчивый исследователь в трудах Вильямса еще долго будет находить пищу для размышлений и движения вперед.

В дальнейшем с внедрением в почвоведение геохимических идей Вернадского изучение почв как биокосных систем приобрело значительное распространение. Важную роль здесь играли труды Б. Б. Полынова и его школы, И. В. Тюрина, Н. П. Ремезова. М. М. Кононовой и многих других почвоведов. Попробуем рассмотреть эту проблему с современных геохимических позиций.

Несомненно, важнейшая особенность почв связана с работой живого вещества, преимущественно микроорганизмов, разлагающих органические остатки. Миллионы и миллиарды микроорганизмов обнаружены в каждом грамме почвы; они пронизывают все вещество почвы, находятся в почвенных растворах самых тонких капилляров.

В ходе разложения органических веществ освобождается энергия, аккумулированная при фотосинтезе, причем не только в тепловой, но и в химической работоспособной форме. Именно в этих процессах автор усматривает сущность почвообразования, полагая, что вторая составляющая, намеченная Вильямсом, — образование органического вещества — имеет хотя и важное, но все же подчиненное значение.

Разлагая остатки растений и животных, микроорганизмы

изменяют состав почвенного раствора и воздуха, обогащая последний $CO_2$, $CH_4$, $NH_3$ и другими газами. Почвенные растворы, насыщаясь $CO_2$, органическими кислотами и другими соединениями, становятся химически высокоактивными, они разлагают минералы, выполняют большую работу по их выветриванию.

Поэтому, чем быстрее в почве разлагается органическое вещество, тем богаче она химически работоспособной энергией тем дальше она от равновесия. Почвы — неравновесные, чрезвычайно динамичные биокосные системы, богатые свободной энергией. С этим связаны дифференциация вещества в почвенном профиле, его неоднородность, и в частности расчленение по вертикали на горизонты и подгоризонты — $A_0$, $A_1$, $A_2$, $B_1$, $B_2$, $B_3$ и т. д. (рис. 3). В некоторых почвах на расстоянии 0,5 м по вертикали резко меняются физико-химические условия и, например, кислая среда в поверхностном горизонте может смениться щелочной на глубине 20 см.

Таким образом, однородная, однообразная материнская горная порода в результате почвообразования превращается в чрезвычайно неоднородное тело. Но разнообразие — это информационная характеристика, так как с самых общих позиций понятие «информация» близко к понятию разнообразия. Поэтому почвообразование характеризуется не только накоплением энергии, но и накоплением информации, это процесс эндоэнергетический и антиэнтропийный (негэнтропийный). Почва — система, богатая информацией!

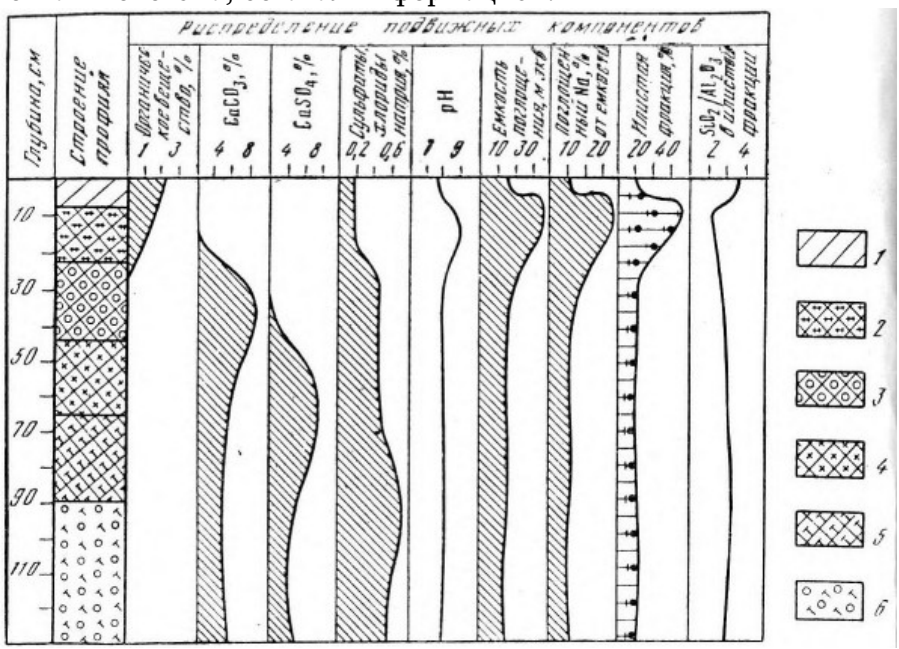


Рис. 3. Профиль солонца (по М. А. Глазовской, 1972). Для этих почв особенно характерны резкая дифференциация вещества, образование профиля, включающего в себя много генетических горизонтов.

Генетические горизонты: *1* — надсолонцовый гумусово-элювиальный; *2* — иллювиальный солонцовый; *3* — иллювиальный карбонатный; *4* — иллювиальный гипсовый, *5* — иллювиальный солевой; *6* — почвообразующая порода (карбонатная, гипсоносная, засоленная). На небольшом расстоянии по вертикали (не более 0,5 м) меняются щелочно-кислотные условия

Но каков «механизм» этого разнообразия, почему образуются горизонты, перераспределяются химические элементы по профилю? Здесь большое значение приобретает второй процесс, отмеченный Вильямсом, — образование органического вещества. Хорошо известно, что растения избирательно поглощают многие элементы, концентрируют их не в тех соотношениях, в которых они находятся в горных породах и почвах. Если в последних преобладают кремний, алюминий и железо (в среднем в земной коре их около 40%), то в растениях значительно больше калия, кальция, фосфора и серы. Поэтому корни растений, как своеобразный насос, перекачивают наиболее необходимые им химические элементы из нижних горизонтов почвы в верхние, куда они поступают после смерти организмов и разложения их остатков. Особенно это относится к таким важным для жизни элементам, как фосфор, сера, кальций, калий, а также ко многим микроэлементам. В результате создается возможность обогащения ими верхних горизонтов почв (биогенная аккумуляция), улучшения среды существования растений.

Наряду с такой *биогенной миграцией* химических элементов снизу вверх в почвах наблюдается и физико-химическая миграция элементов в водных растворах. Атмосферные осадки, просачиваясь в почвы водоразделов, выщелачивают из них подвижные элементы, и поэтому реальное распределение химических элементов по почвенному профилю определяется взаимно противоположными процессами — биогенной аккумуляцией, направленной снизу вверх, и выщелачиванием, направленным сверху вниз. Еще сложнее распределение элементов в почвах склонов, низин, где наблюдаются боковой сток вод, капиллярное поднятие растворов из грунтовых вод (рис. 4).

**Окислительно-восстановительные процессы и ряды почв.** В химическом отношении разложение органических веществ —

это процесс окислительно-восстановительный, так как углерод, водород и другие элементы, входящие в состав органических соединений, при этом окисляются до простых минеральных соединений — $CO_2$, $H_2O$, солей фосфорной, серной и других кислот. Главный окислитель — свободный кислород — при этом восстанавливается[6]. Окислителями и восстановителями могут быть и другие элементы, например железо, но основной вывод от этого не изменится: сущность почвообразования с химических позиций заключается в окислительно-восстановительных реакциях. Отсюда нетрудно предположить, что и главные различия между почвами связаны именно с их окислительно-восстановительными условиями.

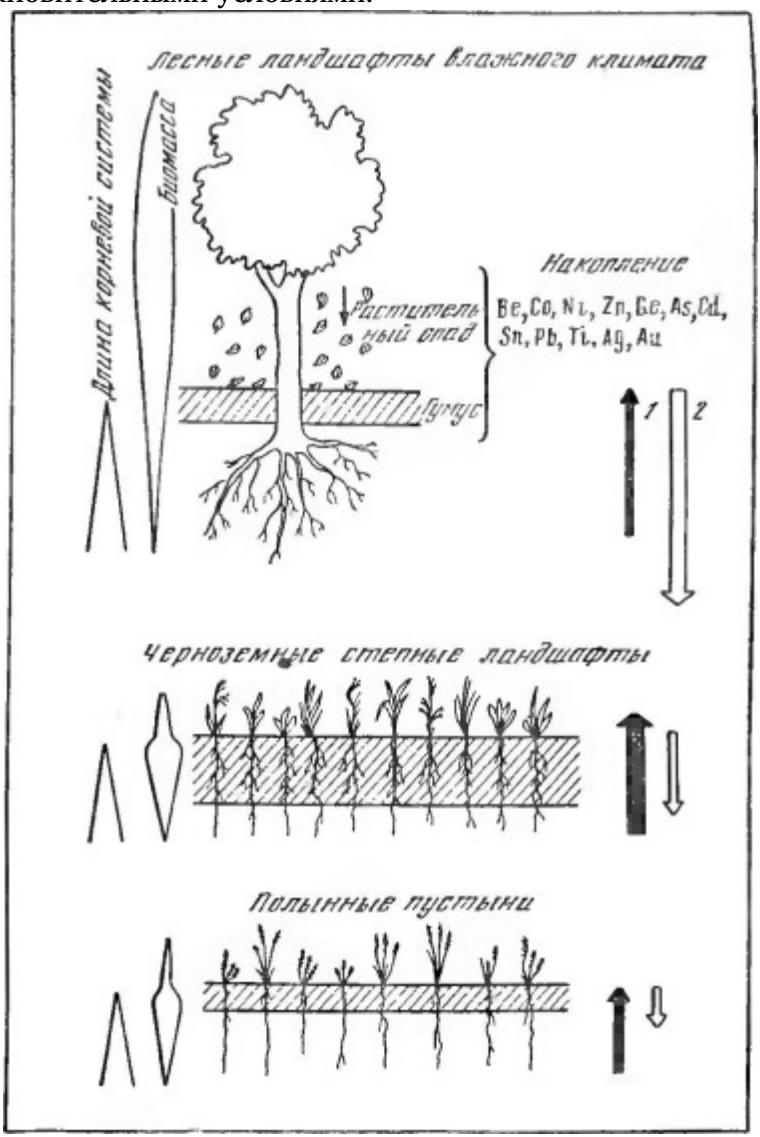


Рис. 4. Схема взаимно противоположных процессов — биогенной аккумуляции (*1*) и выщелачивания (*2*) в почвах разных ландшафтов.

Соотношение биогенной аккумуляции и выщелачивания определяет строение профиля важнейших типов почв. Ширина стрелок характеризует относительную интенсивность процессов, длина — сравнительную глубину проникновения процесса

Для большинства почв характерно присутствие в почвенном воздухе и почвенном растворе свободного кислорода — очень энергичного окислителя, который поступает в почву из атмосферы. Поэтому в таких почвах многие химические элементы находятся в окисленном состоянии, т. е. характеризуются более высокой валентностью. Например, железо в почве может быть трехвалентным (окисленным) и двухвалентным (восстановленным). Минералы трехвалентного железа — гематит, гетит и другие — имеют желтую, красную, коричневую, бурую окраску и легко узнаются при наблюдении почв в природе. Правда, окраска нередко маскируется черным цветом почвенного гумуса, но ниже гумусового горизонта она обычно выражена отчетливо. Если в почвенном воздухе и почвенном растворе много свободного кислорода, то железо преимущественно находится в трехвалентной форме, почвы окрашены в теплые тона.

Такую обстановку, когда в системе есть свободный кислород и яркие минералы трехвалентного железа, в геохимии принято называть окислительной. Конечно, это несколько условный термин, так как одновременно с окислением в почвах происходит, как мы убедились, и восстановление кислорода, однако при наименовании обстановки учитывались именно процессы окисления многих элементов свободным кислородом.

Где же образуются почвы с преобладанием окислительной среды? Очевидно, там, где атмосферный воздух легко проникает в почву, где глубоко залегают грунтовые воды. Это, например, почвы на склонах гор, многие почвы плоских водоразделов и склонов на равнинах. К ним относятся такие распространенные а хорошо изученные почвы, как черноземы, красноземы, каштановые почвы, буроземы, большинство почв пустынь и т. д.

Для обозначения подобных почв были предложены термины: «сухопутно-растительные», «автоморфные», «элювиальные» почвы и т. д. Все это крупные единицы почвенных классификаций. Конечно, у равных авторов имелись и расхождения в классификации почв, но все же большинство почвоведов рассматривает почвы водоразделов и склонов с глубоким

залеганием грунтовых вод как некую общность.

В чем же состоит эта общность? Что объединяет, например, столь различные почвы, как красноземы влажных субтропиков и бурые почвы пустынь? Эту общность автор видит в преобладании в таких почвах окислительных условий и предлагает выделять их в *первый ряд почв с преобладанием окислительной среды*.

Однако местами окислительная среда в почвах отсутствует. Это происходит, например, в понижениях рельефа, где близко к поверхности подходят грунтовые или накапливаются поверхностные воды. Почва здесь состоит из двух фаз — твердой и жидкой, все поры в ней заполнены водой, воздух отсутствует, и, следовательно, свободный кислород может быть только в почвенном растворе. Этого количества обычно не хватает для окисления растительных остатков, и скоро свободный кислород исчезает из почвы. Микробиологическое разложение органических веществ при этом не прекращается, оно только замедляется. Длительная эволюция выработала такие формы микроорганизмов, которые способны окислять органические вещества при отсутствии свободного кислорода. Это анаэробные бактерии, которые отнимают кислород у минеральных соединений и с его помощью окисляют органические вещества. Так, если в почвах имеются соединения трехвалентного железа, то оно служит окислителем и восстанавливается до двухвалентного состояния, а углерод органических веществ при этом окисляется.

Соединения двухвалентного железа имеют зеленую, сизую, синеватую, серую окраску, и поэтому почвы (горизонты), где протекают подобные процессы, приобретают зеленоватый или сизый цвет. Украинские крестьяне давно уже заметили, что почвы болот, глина со дна озер имеют такую окраску. Подобный грунт на Украине именуют глеем. Известный почвовед и лесовод, ученик Докучаева, впоследствии академик украинской Академии наук, Г. Н. Высоцкий использовал в 1905 г. термин «глей» для обозначения восстановительной обстановки в почвах, характеризующейся отсутствием свободного кислорода и миграцией двухвалентного железа. После работ Высоцкого почвоведы стали говорить о глеевой обстановке, глеевых горизонтах, глеевых почвах.

Автору много раз приходилось иметь дело с глеем и глеевой обстановкой. Как это часто бывает, особенно запоминаются первые наблюдения. И хотя прошло уже 40 лет, отлично запомнился тот ясный, жаркий летний день. В широкой болотистой долине реки Ромен Черниговской области я вырыл глубокий шурф в средней, «наиболее типичной» (как нас учили)

части мохового болота. Под слоем рыхлого торфа залегала синеватая глина, настоящий глей — и по учебнику Глинки, и по мнению местного колхозника. Скоро отвалы сизого глея уже возвышались по краям шурфа, и я приступил к описанию разреза, брал образцы и пробы вод. Когда я обратил внимание на отвалы, то обнаружил, что они стали пестрыми, так как покрылись ржавыми пятнами. Это, несомненно, были свежеосажденные (еще час тому назад они отсутствовали!) гидроокислы трех валентного железа. Очевидно, в сизой глине под торфяным горизонтом развивалась восстановительная среда и железо находилось в растворимой двухвалентной форме ($Fe^{2+}$). Когда глей извлекли на поверхность, он подвергся воздействию кислорода воздуха. В результате начались быстрые окислительные реакции, двухвалентное железо окислилось, и сизая глина стала пестрой. Так, буквально на глазах, совершилась природная химическая реакция, следы которой потом приходилось наблюдать и в пустынях Средней Азии, и в далекой Монголии, и в Подмосковье и на Кавказе. Итак, если в горных породах или почвах встречается пестрая окраска (охристые пятна чередуются с сизыми, зелеными, синеватыми), значит, здесь раньше господствовала глеевая обстановка: не было свободного кислорода, железо находилось в подвижной двухвалентной форме.

Но где же распространены почвы с глеевой средой, насколько типично это явление? Оказывается, в некоторых областях земного шара глеевые процессы наблюдаются на протяжении сотен и даже тысяч километров. Это, прежде всего, заболоченные низменности в районах влажного климата, как, например, великая Западно-Сибирская низменность с ее тундрами, заболоченной тайгой, березовой лесостепью. Это также и заболоченные низменности Амазонии в Южной Америке, и болота подмосковной Мещеры, белорусского Полесья и многие другие районы. Только в горах, степях и пустынях, где болот мало, оглеение встречается реже. Однако в мерзлотной горной тайге Восточной Сибири оглеение не так уж редко. Все это позволяет по особенностям окислительно-восстановительных условий выделить *второй ряд почв — с восстановительной глеевой обстановкой*.

В глеевых почвах часто содержится растворенное органическое вещество, в том числе различные органические кислоты, которые образуются при неполном окислении растительных остатков. Эти кислоты дают легкорастворимые соединения со многими металлами — железом, марганцем, медью, никелем, кобальтом, цинком, свинцом и т. д. Поэтому глеевая обстановка — это обстановка энергичной миграции многих металлов.

Однако не всегда при заболачивании и отсутствии кислорода в почве образуется глей. Впервые с этим автору пришлось столкнуться в Средней Азии, при изучении болотистого участка на берегу соленого озера в пустыне. Мокрая почва в зарослях тростника имела темный цвет, однако привычного глея не было — при копании шурфа обнаружился черный горизонт, по внешнему виду напоминающий сапожный крем. Сильный запах тухлых яиц говорил о том, что в почве есть сероводород ($H_2S$). Образование сероводорода в таких почвах было обнаружено давно; микробиологи объяснили его происхождение.

Сильно минерализованные воды соленых болот и солончаков, как правило, богаты сульфатами, т. е. содержат много иона $SO_4^{2-}$. В этих условиях в почвах развиваются особые бактерии, способные отнимать кислород у сульфатов и окислять с его помощью органические вещества. Такие бактерии получили наименование сульфатвосстанавливающих (десульфуризирующих), а сам процесс -десульфуризации. Примерная схема процесса следующая:

$C_6H_{12}O_6 + 3Na_2SO_4 \rightarrow 3CO_2 + 3Na_2CO_3 + 3H_2S + 3H_2O + Q$ кал.

Как видим, органический углерод окислился до $CO_2$, а сера восстановилась и вместо сульфат-иона, где сера шестивалентна, образовался сероводород, в котором сера двухвалентна. В такой обстановке трехвалентное железо тоже легко восстанавливается до двухвалентного, однако сизого глея не возникает, так как, соединяясь с сероводородом, железо дает нерастворимый, черный, мажущийся колоидный минерал гидротроилит — $FeS{\cdot}nH_2O$. Этот минерал и придает горизонту черную окраску.

Теперь нам понятно, почему в солончаковом болоте нет глея — этому помешал сероводород, осадивший железо. Но почему же тогда гидротроилитовый горизонт не образуется в болотах севера и других районах влажного климата, почему там развивается глей? И на этот вопрос ответить совсем нетрудно. В районах влажного климата воды пресные, маломинерализованные, в них мало сульфатов, т. е. нет источников кислорода для сульфат-редуцирующих бактерий. Если даже они восстановят то небольшое количество сульфатов, которое имеется в болотной воде, то сероводорода образуется очень мало и он свяжет мало атомов двухвалентного железа. Большая часть железа будет в подвижной двухвалентной форме, и возникнет глей.

Сероводород осаждает не только железо, но и другие металлы, давая нерастворимые минералы — сульфиды. Так, с цинком он образует нерастворимый сфалерит (ZnS), со свинцом — галенит (PbS), с никелем — миллерит (NiS), с кобальтом —

джайпурит (CoS) и т. д.

В почвах в основном присутствует гидротроилит ($FeS \cdot nH_2O$), но в прочих биокосных системах накапливаются и другие сульфиды.

Соленые болота и солончаки с гидротроилитом не представляют интереса для сельского хозяйства (если, конечно, их не рассоляют и не осушают). Однако это не значит, что они совершенно не имеют практического значения. Напротив, они очень ценны, так как черные соленые гидротроилитовые грязи обладают замечательными целебными свойствами и помогают вылечивать тяжелые поражения суставов и другие заболевания. Под названием «лечебные грязи» они давно уже используются в медицине, в местах их распространения созданы грязевые курорты. Например, в Туркмении славится своими грязями солончак Моллакора в пустыне Каракумы, в Таджикистане — Оксукон в Ферганской долине. В лечебных целях местное население использовало грязи очень давно. Летом 1950 г. автору довелось побывать на Оксуконе. Процедура лечения в то время состояла в следующем: больного прямо на солончаке закапывали в горячую грязь. Через некоторое время он вылезал, смывал грязь рассолом, накопившимся тут же в ямке, надевал овчинный тулуп и шел в расположенную на берегу чайхану. Там после зеленого чая он начинал потеть, и вся соль вместе с потом смывалась с тела. На этом сеанс грязелечения заканчивался, после нескольких процедур многие больные чувствовали себя много лучше, некоторые расставались с костылями. Слава об Оксуконе гремела по Средней Азии.

Борис Лаврентьевич ИСАЧЕНКО (1871—1948)

В 1971 г. автору снова пришлось побывать на Оксуконе, где в это время уже существовал современный курорт. Больные жили в разноцветных красивых и удобных домиках на берегу солончака, их лечение проводилось под строгим врачебным контролем.

Ведущая роль микробиологических процессов в образовании черных соленых грязей была доказана трудами многих ученых, среди которых особенно выделяются работы крупного советского ботаника и микробиолога акад. Б. Л. Исаченко. Эта теория нашла блестящее подтверждение в серии лабораторных экспериментов. Например, микробиологи брали обыкновенную красную глину (образовавшуюся в окислительных условиях) и замешивали ее с сульфатной водой и органическим веществом. Так создавалась обстановка, необходимая для деятельности сульфатредуцирующих бактерий — они получали пищу

(органические соединения) и сульфаты для дыхания (источник кислорода). Когда в эту мокрую глинистую массу вносили чистую культуру бактерий, они быстро размножались. В результате через некоторое время красная глина становилась черной, появлялся запах сероводорода. Так получалась искусственная лечебная грязь, которую можно было готовить далеко от мест естественного обитания сульфатредуцирующих бактерий, практически в любой лечебнице.

Итак, мы познакомились с третьей главнейшей окислительно-восстановительной обстановкой в почвах — восстановительной сероводородной, или сульфидной. Это позволяет выделить самостоятельный *третий ряд почв — с восстановительной сероводородной обстановкой.* Они встречаются не столь часто, как почвы двух предыдущих рядов, но по своеобразию (а это и важно для классификации) вполне заслуживают выделения в самостоятельный ряд.

К почвам третьего ряда относятся солончаки и соленые болота степей и пустынь. Но почвы этого ряда имеются и в районах влажного климата — там, где есть сильноминерализованные сульфатные воды и, следовательно, возможна деятельность десульфуризирующих бактерий. Таковы, например, почвы морских побережий, подтопляемые морскими водами, которые всегда содержат сульфаты. Подобные почвы встречаются и во влажных тропиках, например в мангровых зарослях, в тайге и даже в тундре по побережью Северного Ледовитого океана. Но, конечно, больше всего их в степях и пустынях — ведь там сульфатный состав вод определяется климатом и поэтому подчиняется закону зональности.

Может показаться, что различия почв второго (глеевого) и третьего (сульфидного, сероводородного) рядов не столь уж велики — ведь в обоих случаях в почвах преобладает восстановительная среда. Однако это не так. По ряду главнейших показателей глеевая и сероводородная обстановки резко отличаются друг от друга. И прежде всего это касается подвижности металлов. В то время как в глеевой обстановке многие металлы подвижны, образуя легкорастворимые соединения (особенно с органическими кислотами), в сероводородной обстановке большинство металлов малоподвижно и образует нерастворимые сульфиды.

Итак, геохимический анализ сущности почвообразования показал, что по окислительно-восстановительным Условиям почвы разделяются на три основных ряда:

1) почвы с преобладанием окислительной обстановки;

2) почвы с восстановительной глеевой обстановкой;

3) почвы с восстановительной сероводородной обстановкой.

В названии первого ряда подчеркивается преобладание окислительной среды, а не ее абсолютное господство. Бывают периоды, когда в этих почвах развивается восстановительная обстановка (например, весной, когда идут дожди). В почвах нередко встречаются следы оглеения в виде ржавых пятен и полос. Почвоведы называют подобные почвы глееватыми, однако более существенно то, что для этих почв характерен длительный период в течение года, когда в них присутствует свободный кислород и развиваются окислительные процессы.

**Типы почв.** В пределах рядов наибольшие различия почв часто связаны с гидротермическими условиями — режимом тепла и влаги, т. е. с климатом. В. В. Докучаев, открывший закон почвенной зональности, выделил в 1886 г. несколько единиц почв, размещение которых подчиняется этому закону. Это были светло-серые (северные), серые переходные (лесные), черноземные, каштановые, бурые солонцовые и другие почвы. Дальнейшие исследования позволили выделить много почвенных единиц, связанных с определенными гидротермическими условиями и в своем размещении подчиняющихся зональности (бурые лесные, коричневые, сероземные, красноземные и пр.). Подобные единицы часто именуются типами почв. Обоснованию этого понятия много внимания уделял известный советский ученый, выдающийся географ и картограф почв Л. И. Прасолов (1875—1957). Полный перечень всех типов почв, выделенных советской и зарубежными школами почвоведов, содержится в книге проф. Б. Г. Розанова.

Еще в большей степени, чем на почвы, климат влияет на растительный покров, который также подчиняется закону зональности. Поэтому при выделении типов почв наряду с климатическими показателями часто используются и геоботанические. Еще в 1909 г. основатель почвенной школы Московского университета проф. А. И. Сабанин (1847—1920) предлагал классифицировать почвы по характеру растительного покрова, выделяя почвы вечнозеленолиственного, хвойно-лиственного, широколиственного, лугово-степного типов и т. д.

При этом следует иметь в виду, что и климат, и зависящая от него растительность являются лишь факторами почвообразования, они определяют те биогеохимические процессы (в первую очередь окислительно-восстановительные), которые составляют сущность почвы. Типы почв — это прежде всего типы разложения органических веществ, типы биогенной аккумуляции химических элементов. Необходимо также отметить, что, хотя размещение большинства типов почв

подчиняется закону зональности, имеют значение и другие факторы, особенно состав горных пород. Поэтому конкретные границы типов почв на картах часто обусловлены не климатом, а геологическим строением, рельефом и т. д.

**Геохимические классы почв.** Геохимические критерии позволяют выделить таксономические единицы, более мелкие, чем ряды и типы; автор предложил именовать их *классами.* Условно принимается, что типы делятся на классы, хотя не исключено и существование промежуточных таксонов (тип—семейство—класс и т. д.).

В основу выделения классов положены два понятия — о типоморфных химических элементах и классах водной миграции. Типоморфными называются такие химические элементы, которые определяют характерные и существенные особенности данной почвы. Это, как правило, элементы, распространенные в земной коре, так как редкие элементы в силу своей ничтожной концентрации не могут играть важной роли при классификации почв. С этой точки зрения кальций может быть типоморфным, а радий нет (сверхредок), натрий типоморфен (его много в горных породах), а цезий нет (очень редок, обычно $n \cdot 10^{-4}\%$). Но одной распространенности еще недостаточно для типоморфности: необходимо, чтобы элемент принимал важное участие в почвенных процессах, т. е. чтобы он поглощался растительностью, давал растворимые соединения и т. д.

Геохимическое своеобразие почв определяется несколькими типоморфными элементами или ионами. Один и тот же элемент типоморфен в одной почве и не типоморфен в другой. Например, железо типоморфно в почвах тундр и таежных болот и не типоморфно в почвах степей.

Из всех подвижных элементов типоморфными являются элементы, обладающие наибольшей миграционной способностью и накапливающиеся в данной почве. Остальные подвижные элементы приобретают как бы подчиненное значение. Так, в солончаках помимо солей натрия содержатся и соли кальция (кальцит и гипс), однако они не играют такой существенной роли, как более растворимые соли натрия. Поэтому в солончаках типоморфны натрий, сера, хлор, но не кальции. В черноземах, где солей натрия обычно мало, соли кальция начинают оказывать существенное влияние на почву, т. е. кальций становится типоморфным элементом. Менее подвижные кремний и алюминий имеют в данной почве второстепенное значение. Во влажных тропиках, где кальций почти нацело удален из почвы, типоморфны водородный ион и алюминий.

Это позволило сформулировать *принцип подвижных*

*компонентов,* который применительно к почвам состоит в следующем: роль элемента в почве определяется его содержанием в ней и интенсивностью миграции.

При выделении классов почв большое значение приобретают кислотность и щелочность среды, так как условия миграции большинства химических элементов зависят от актуальной реакции природных вод, которая измеряется pH. Многие химические элементы, образующие катионы (катионогенные), легко мигрируют в кислых водах и хуже — в щелочных. К этой группе относятся преимущественно металлы — железо, медь, никель, кобальт и т. д. Химические элементы, образующие анионы (анионогенные), напротив, лучше мигрируют в щелочных водах, чем в кислых. Это неметаллы и часть металлов. Некоторые элементы в зависимости от степени окисления и pH могут быть и в катионной, и в анионной форме (например, цинк, алюминий, уран, молибден). Миграция части элементов практически не зависит от pH, так как они образуют очень легкорастворимые соединения, подвижные в водах любого состава (Na, Cl и др.). По кислотно-щелочным условиям почвенные воды разделяются на четыре основные группы.

К *сильнокислым* относятся воды с pH $< 3$. Такая кислотность обычно обязана окислению пирита и других сульфидов, приводящему к образованию свободной серной кислоты. В сернокислых водах легко мигрирует большинство металлов, в том числе железо, алюминий, медь, цинк и т. д. Типоморфным в таких водах является водородный ион ($H^+$), иногда железо, медь, цинк и другие металлы. Сильнокислые почвы известны на участках окисляющихся сульфидных руд, в дельтах некоторых рек.

*Кислыми и слабокислыми* являются воды, pH которых колеблется от 3 до 6,5. Их кислотность обусловлена процессами разложения органических веществ и поступлением в воды угольной кислоты, фульвокислот и других органических кислот. Если в почвах мало катионов, то кислотность не может быть полностью нейтрализована и в почве господствует кислая среда. В таких почвах легко мигрируют металлы в форме бикарбонатов и комплексных соединений с органическими кислотами. Кислые и слабокислые почвы исключительно широко распространены в лесных ландшафтах влажного климата и в тундре. Типоморфным здесь является водородный ион, местами также $Fe^{2+}$.

*Нейтральные и слабощелочные воды* имеют pH 6,5—8,5, их реакция определяется отношением бикарбоната кальция к его карбонату или же бикарбоната к $CO_2$. Эта обстановка менее благоприятна для миграции большинства металлов, которые здесь осаждаются в форме нерастворимых гидроокислов,

карбонатов и других солей. Анионогенные элементы, напротив, мигрируют сравнительно легко (молибден, селен, уран и т. д.). Такие почвы характерны для аридных ландшафтов и районов распространения известняков во влажном климате.

При разложении органических веществ здесь тоже образуются угольная и органическая кислоты, но они полностью нейтрализуются $CaCO_3$ и другими минералами кальция, а также магния, натрия, калия, которыми богаты почвы и породы. Типоморфными являются (в разных почвах) кальций, натрий, хлор, сера.

*Сильнощелочные воды* с pH > 8,5 обычно обязаны своей реакцией присутствию соды ($NaHCO_3$, реже $Na_2CO_3$). Они характерны для многих почв лесостепи и саванн (в СССР, например, для Барабинской низменности Западной Сибири, где были детально изучены Н. И. Базилевич). Многие металлы в этих почвах почти не мигрируют, как, например, кальций, магний, стронций, барий, железо. Напротив, кремний, молибден, селен и другие анионогенные элементы мигрируют интенсивно. Замечательная особенность содовых вод состоит в том, что некоторые металлы в них ведут себя как анионогенные элементы, входя в состав различных подвижных анионов. Медь, например, входит в состав аниона $[Cu(CO_3)_2]^{2-}$, алюминий — $AlO_2$. Скандий, иттрий, цирконий и другие элементы, малоподвижные в слабокислых и слабощелочных водах, образуют здесь растворимые карбонатные комплексы. Типоморфными в этом классе являются натрий, гидроксил ($OH^-$), местами — кремний.

Кроме щелочно-кислотных условий в некоторых почвах важное значение приобретает степень минерализации вод. Так, нейтральные и слабощелочные воды можно разделить на маломинерализованные (пресные кальциевые) и сильноминерализованные — хлоридно-сульфатные натриевые.

Каждая среда водной миграции в почве характеризуется определенным сочетанием окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий, а также степенью минерализации вод, как это показано в табл. 1.

Таблица 1. Основные геохимические классы почв, илов, коры выветривания, водоносных горизонтов, ландшафтов

| **Щелочно-кислотные условия вод** | **Окислительно-восстановительные условия вод** | |
|---|---|---|
| **Кислородные воды** | **Глеевые воды** | **Сероводородные воды** |
| Сильнокислые | Сернокислый (Н | Сернокислый Сернокислый |

| | | | |
|---|---|---|---|
| (pH < 3) | $^{+}$, $Fe^{2+}$, $A1^{3+}$ и др.) | глеевый ($H^{+}$, $Fe^{2+}$) | сульфидный ($H^{+}$, $H_2S$) |
| Кислые и слабокислые (pH = 3—6,5) | Кислый($H^{+}$) | Кислый глеевый ($H^{+}$, $Fe^{2+}$) | Кислый сульфидный ($H^{+}$, $H_2S$) |
| Нейтральные и щелочные слабоминерализованные (pH = 6,5—8,5) | Кальциевый ($Ca^{2+}$) | Карбонатный глеевый ($Ca^{2+}$ $Fe^{2+}$) | Нейтральный карбонатный сульфидный ($Ca^{2+}$, $H_2S$) |
| Нейтральные и щелочные, соленые и солоноватые (pH = 7—8,5) | Соленосный (Na $^{+}$, $Cl^{-}$,$SO_4^{2-}$) | Соленосный глеевый ($Na^{+}$, $Fe^{2+}$,$Cl^{-}$, $SO_4^{2-}$) | Соленосный сульфидный ($Na^{+}$—$H_2S$) |
| Сильнощелочные (содовые) pH > 8,5 | Содовый ($Na^{+}$, $OH^{-}$) | Содовый глеевый ($Na^{+}$, $OH^{-}$) | Содовый сероводородный ($Na^{+}$, $OH^{-}$, $H_2S$) |

Всего по этим параметрам выделяется 15 основных геохимических обстановок миграции. Для каждого класса характерна, с одной стороны, определенная ассоциация элементов, а с другой — «запрещенная ассоциация элементов», малоподвижная в данных условиях. Так, например, в содовых кислородных водах легко мигрируют натрий, литий, фтор, молибден, уран, ванадий, натрий, бор и многие другие элементы, но эти воды «запрещены» для железа, кальция, магния, бария, стронция.

Сочетание окислительно-восстановительных и щелочнокислотных условий, а также степень минерализации вод определяют основные классы водной миграции. Каждый класс характеризуется вполне определенными химическими особенностями, типоморфными элементами.

В почве может быть один или несколько классов миграции: в горизонте $A$ — один, в $B_1$ — другой, в $B_2$ — третий и т. д. Пятнадцатью классами не исчерпывается все разнообразие водной миграции, однако они, несомненно, наиболее распространены. По профилю почв наблюдается закономерная смена классов водной миграции. Так образуется геохимическая зональность почв. Например, в подзолах тайги, в солонцах сухих степей на расстоянии 20—50 см сменяется несколько геохимических обстановок.

В дальнейшем мы будем говорить о почвах кислого класса, кальциевого, кислого глеевого, обозначая их символами типоморфных элементов: H-класс, Ca-класс, H—Fe-класс и т. д. Имеются и промежуточные классы: H—Ca, Ca—Na и т. д.

Нетрудно убедиться, что эти построения представляют собой дальнейшее развитие идей Гедройца о типах почвообразования, выделенных по обменным катионам. Но имеются и различия: классы, выделяемые автором, в отличие от построений Гедройца не являются самыми крупными таксонами, т. е. по типоморфным элементам выделяются не самые крупные единицы классификации. Типоморфный элемент не всегда обменный катион. Если для черноземов и подзолистых почв это имеет место, то для солончаков типоморфными элементами являются не обменные катионы, а элементы растворимых солей.

Рассмотрим на нескольких примерах применение геохимических принципов классификации. В первом ряду почв с преобладанием окислительной среды особенно много типов. Как уже отмечалось, компасом здесь служит докучаевская зональность.

Самостоятельным типом являются *тундровые почвы,* которые в качестве единицы разного таксономического ранга выделяются во многих современных почвенных классификациях. В этом типе существуют почвы кислого класса (тундровые подбуры — по В. О. Таргульяну), кальциевого класса (в горах на карбонатных породах), кислого глеевого класса (на равнинах) и карбонатного глеевого (на равнинах, сложенных карбонатными породами).

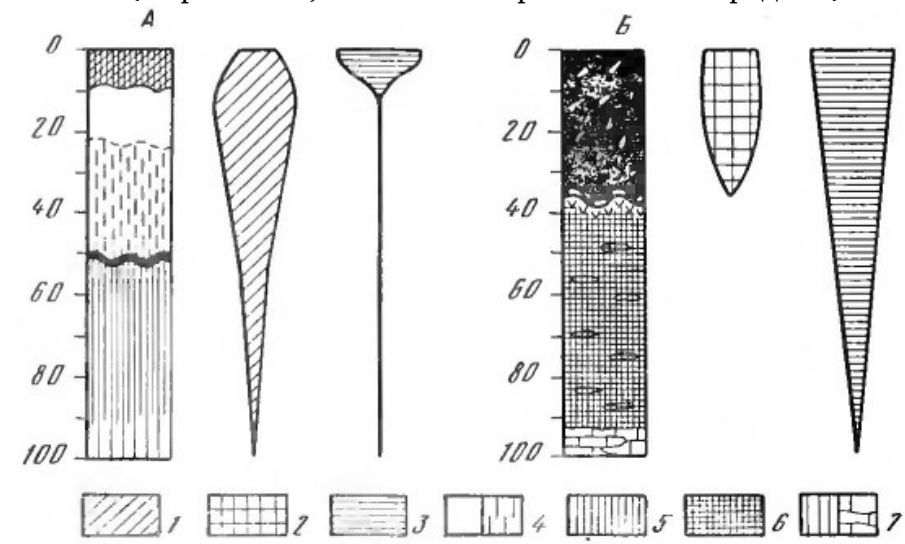



Рис. 5. Дерново-подзолистые почвы кислого класса (*А*), широко распространенные в таежной зоне, и дерново-карбонатные почвы кальциевого класса (*Б*)

*1* — кислое выщелачивание Fe, Al, Ca, Mg, Mn, Na, Cu, Zn, Cl, S и т. д.; *2* — нейтральное и слабокислое выщелачивание Ca, Mg, Na, Mo, Mn, Cl, S; *3* — биогенная аккумуляция; *4* — горизонты энергичного выщелачивания; *5* — иллювиальные горизонты

(вмывания); *6* — карбонатная кора выветривания известняков; *7* — коренные породы

К особому типу относятся и *таежные немерзлотные почвы*, среди которых преобладают кислые почвы (классические подзолистые и дерново-подзолистые), но есть и кальциевые (перегнойно-карбонатные на известняках), кислые глеевые (подзолистые глеевые), карбонатные глеевые (рис. 5). В типе *буроземных почв* также выделяются все указанные классы.

Для сравнения приведем классы, характерные для типа *пустынных бореальных почв* (пустынь «казахстанского типа»). Здесь имеются почвы кальциевого класса (в горах и мелкосопочнике на скальных породах), кальциево-натриевого (наиболее распространенные почвы полынных пустынь), соленосного (на засоленных породах при глубоких грунтовых водах), содового (солонцы сухих степей). Встречаются в пустынях и почвы сернокислого класса, например на участках окисления сульфидных руд или пиритоносных глин.

Аналогично можно расчленить на классы сероземы, коричневые, красноземы и другие типы почв.

Ко второму ряду почв с восстановительной глеевой обстановкой относятся в основном различные болотные почвы, характеризующиеся близким залеганием грунтовых вод. Нет сомнения, что тундровые болота отличаются от таежных, лесостепных, степных и тропических по температурному режиму. Эти различия автор расценивает на уровне типа и предлагает выделять тундровые, таежные, лесостепные, влажные тропические и прочие болотные почвы. В каждом типе имеются по крайней мере два класса — кислый глеевый (на мягких водах) и карбонатный глеевый (на жестких водах). В лесостепи и степи известны болотные почвы содового глеевого класса, например в Барабинской низменности, где они ассоциируются с солонцами. Значительно менее распространены почвы сернокислого глеевого и соленосного глеевого классов.

Почвы третьего ряда с восстановительной сероводородной (сульфидной) обстановкой также включают преимущественно болотные и частично засоленные почвы. Среди типов отметим тундровый (тундровые солончаки с $H_2S$ по побережью Ледовитого океана), маршевые приморские почвы лесной зоны, почвы тропических мангровых зарослей, шоровые солончаки пустынь и сухих степей, почвы осолоненных болот пустынь и др. Число классов в этом ряду особенно ограниченно — преобладает сульфидно-соленосный класс.

Приведенный краткий и далеко не полный обзор все же

позволяет установить, что число основных классов невелико и не превышает первого десятка. Как видно, в разных типах устанавливаются одни и те же классы, что, с позиций автора, представляет не только практические удобства при пользовании классификацией, но имеет и глубокий генетический смысл.

Необходимо дать разъяснение еще по одному вопросу. Как известно, почва состоит из различных горизонтов, причем нередко в одной и той же почве верхний горизонт — окислительный, нижний — глеевый и т. д. Как же в таком случае определить ряд и класс почв?

Это затруднение преодолимо с помощью введенного автором понятия о *центре почвы.* Известно, что в общей теории систем различают «централизованные системы», для которых характерен «структурный центр», играющий ведущую роль в данной системе (например, Солнце в солнечной системе). Структурный центр определяет связь и единство всей системы. К централизованным системам относятся высшие животные (центр — мозг), атом (ядро), клетка (ядро), предприятие (дирекция), армия (командующий) и т. д. Почвы в большинстве случаев принадлежат к централизованным системам, причем центром почвы, как правило, служит ее верхний горизонт *А,* где наиболее энергично идет разложение органических веществ, а следовательно, и выделение энергии, происходят наибольшие преобразования минеральной части и т. д. Поэтому при классификации почв — отнесении их к определенному ряду и классу — за основу следует брать геохимические особенности ее центра, т. е. горизонта *А*. Этот критерий позволяет в большинстве случаев при наличии в почве геохимической зональности, в том числе и окислительно-восстановительной, правильно оценить роль каждого горизонта и классифицировать почву. Однако выделение центра не должно быть формальным. Например, в солонцах в качестве центра фигурирует уже не горизонт *А,* а солонцовый горизонт *В* с обменным натрием.

Классификация, как известно, является одной из самых сложных проблем многих естественных наук. Это та проблема, по которой наиболее часто мнения ученых расходятся. Не избежало этой участи и почвоведение (советская, американская, французская и прочие классификации).

Приведенные выше рассуждения на эту тему не претендуют на разработку новой классификации почв, так как они не охватывают всего материала, не дают системы таксономических единиц. Скорее, это — некоторые принципы, которые, по мнению автора, следует использовать при построении геохимической классификации почв. Эти принципы позволяют с единых позиций

рассматривать почвы и другие биокосные системы, о чем будет подробно рассказано в последующих разделах книги.

# Илы — подводные почвы

Во многом аналогичны почвам речные, озерные и морские илы. «Ил... является природным телом, у которого существует очень глубокая аналогия с почвой. Это подводные почвы, где гидросфера занимает место атмосферы», — писал в 1936 г. В. И. Вернадский[7]. Как и почвы, илы зависят от климатических (главным образом термических) условий и в своем размещении подчиняются закону зональности. Они содержат коллоидную фракцию, в них протекают обменные реакции, по вертикали илы расчленяются на горизонты (рис. 6). Однако в отличие от почв илы — это двухфазные системы (твердая + жидкая фаза), они растут снизу вверх и, следовательно, не имеют материнской породы. В образовании илов, как правило, не принимают участия высшие растения, илы характеризуются постоянным увлажнением. Все это определяет меньшее разнообразие илов по сравнению с почвами, их большую однородность в пространстве. (Вспомним, как сильно различаются почвы по условиям увлажнения — от крайне сухих почв пустынь до постоянно влажных болотных почв тайги и тундры, как различаются почвы в одном и том же районе, на гранитах, известняках, базальтах, кварцевых песках, сланцах и других горных породах.)

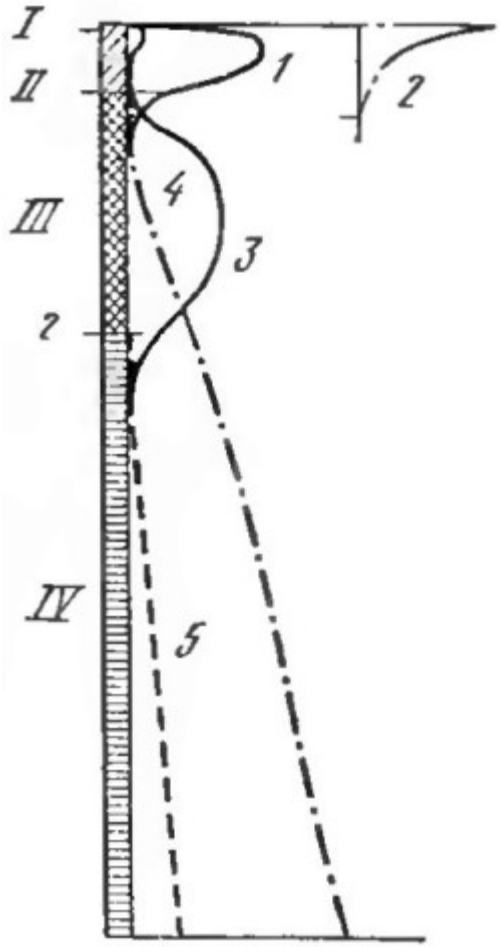



Рис. 6. Расчленение ила по вертикали под влиянием микробиологической деятельности, диффузии и других процессов на горизонты (I, II, III, IV) — аналоги почвенных горизонтов (по Н. М. Страхову, 1954).

*1* — формирование минеральных новообразований; *2* — интенсивность деятельности бактерий и их ферментов; *3* — перераспределение вещества в осадках с образованием цемента и конкреций; *4* — уплотнение осадка (литификация); *5* — дегидратация водных минералов и перекристаллизация

Николай Михайлович СТРАХОВ (род. в 1900 г.)

Изучение илов составляет важную задачу геологии, которая видит в них первую стадию формирования осадочных горных пород. Особенно большое значение в этом отношении имеют труды акад. Н. М. Страхова.

Илы — биокосные системы, так как они содержат органические остатки, являются ареной деятельности многочисленных роющих животных (илоедов и др.) и, наконец, что самое главное, содержат огромное количество микроорганизмов, разлагающих органические остатки. Поэтому илы, как и почвы, это — неравновесные динамические биокосные системы, богатые свободной энергией. Сущность илообразования заключается в разложении органических веществ, в окислительно-восстановительных реакциях. И для илов

характерна окислительно-восстановительная зональность (рис. 7).

В соответствии с принципом централизации при геохимической классификации илов автор главное значение придает составу верхнего горизонта ила. Среди илов отчетливо выделяются три ряда: окислительный, глеевый и сульфидный (сероводородный).

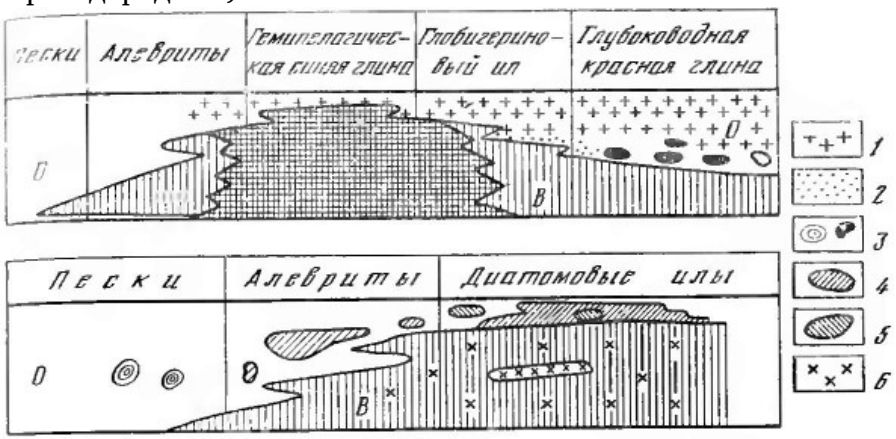



Рис. 7. Зональность илов океана (вверху) и озера Байкал (внизу) (по Н. М. Страхову, 1960, упрощено).

*O* — окислительная зона; *B* — восстановительная зона: слабовыраженная (вертикальная штриховка) и сильновыраженная (клетка); *1* — окислы железа, окрашивающие окислительную зону в бурый цвет; *2* — участки, обогащенные железом и марганцем; *3* — железомарганцевые конкреции; *4* — равномерно окрашенные слабожелезистые ржавые пятна; *5* — марганцевые (черные) пятна; *6* — вивианитовые пятна

**Окислительные, глеевые и сероводородные илы.** Окислительные илы образуются в океанах, морях, озерах и реках — всюду, где в илах господствуют кислородные воды, создаются условия для перемешивания вод. Окислительная среда характерна для прибрежных песков, зоны волнений, но она также распространена и на больших глубинах, где мало органических остатков, а холодная вода богата растворенным кислородом. Так, например, около 50% площади дна Тихого океана покрыто «красной глубоководной глиной». Этот ил осаждается на глубинах более 4500 м с очень малой скоростью — за 1000 лет образуется лишь несколько миллиметров ила.

Окислительные илы преимущественно имеют желтую, бурую, красную окраску, обязанную гидроокислам трехвалентного железа.

Глеевые илы характерны для озер, расположенных во влажном климате, например в тундре, тайге, влажных тропиках. В

этих ландшафтах продуцируется много органического вещества, а сульфатов в водах мало. Здесь развивается восстановительная обстановка без сероводорода (глеевая). Железо и марганец восстанавливаются, илы приобретают сизую, зеленоватую, серую, охристо-сизую окраску. В глеевых илах накапливается много органического вещества; к таким илам относятся типичные сапропели (гнилые озерные илы).

Сероводородные (сульфидные) илы широко распространены в морях и океанах, озерах степей и пустынь, где преобладают сульфатные воды, развивается десульфуризация, продуцируется $H_2S$, образуются сульфиды железа. Эти илы имеют серый, черный и синеватый цвет (за счет гидротроилита — $FeS \cdot nH_2O$).

К сульфидному ряду относится синий ил океанов и морей, открытый еще в XIX в. экспедицией Челленджера. Он распространен на глубине от 200 до 5000 м, содержит рассеянное органическое вещество, пирит и гидротроилит.

**Геохимические типы илов.** Несомненно, что на илы оказывает влияние термическая зональность климатов. Например, окислительные илы мелководных полярных бассейнов отличаются от окислительных илов мелководий тропиков с их теплыми водами. Здесь различны и скорость микробиологических процессов разложения органических остатков, и состав самих остатков (иные флора и фауна). Аналогично глеевые илы тундры отличаются от глеевых илов влажных тропиков. Все это позволяет говорить о типах илов, различающихся по интенсивности биологического круговорота атомов, о зональности илов. Но зоны илов существенно отличаются от почвенно-растительных зон. Так, хотя тундровой зоне соответствует особый тундровый тип почв, один и тот же тип илов распространен и в тундре и в тайге. В качестве первого приближения можно выделить тины илов по географическим поясам (илы холодного, умеренного и жаркого поясов). К типу холодного пояса относятся также глубоководные илы морей и океанов, районов многолетней мерзлоты. Однако таксономическое значение широтной поясности для геохимической классификации илов недостаточно ясно. Возможно, ее роль проявляется не на уровне типа, а слабее.

**Классы илов.** Эта таксономическая единица выделяется на основе представлений о типоморфных элементах и ионах, т. е. так же как геохимические классы почв (см. табл. 1). Основное значение здесь имеют щелочно-кислотные условия илов, в связи с чем в каждом ряду можно выделить: 1) сильнокислые, 2) кислые и слабокислые, 3) нейтральные и слабощелочные, 4) сильнощелочные (содовые) илы. По солености выделяются маломинерализованные (кальциевые) и сильноминерализованные

соленосные (натриевые) илы.

Распространение рядов и классов озерных и речных илов СССР показано на схематической карте (типы илов не выделены). В озерах преобладают глеевые и сульфидные илы, в реках — окислительные (рис. 8). Рассмотрим несколько примеров.

Илы глеевого ряда особенно характерны для озер тундры и тайги. Здесь господствуют слабокислые и нейтральные глеевые илы. Тундровые и лесные озера богаты жизнью. В них для окисления остатков растений и животных не хватает кислорода. В результате разложение органических веществ замедляется, чему способствует и холодный климат. Постепенно на дне озера накапливается сапропель. Он богат органическими соединениями (в тихих лесных озерах — до 99%), среди которых обнаружены белки, витамины (например, $B_{12}$) и другие биологически активные вещества. Образование сапропеля в северной половине европейской части СССР началось после отступления ледника, т. е. более 10 000 лет назад (местами намного раньше). За это время накопился слой ила мощностью в несколько метров (максимум до 30). Сапропель представляет большую хозяйственную ценность как прекрасное местное удобрение для полей, подкормка для свиней и других домашних животных, наконец, лечебная грязь. На берегах некоторых озер с сапропелем организованы бальнеологические лечебницы.

Вместе с тем за счет накопления сапропеля происходит заиливание некоторых озер, вода их становится непригодной для водоснабжения. Поэтому очень выгодно использование сапропеля в народном хозяйстве, так как одновременно производится очистка озер. Запасы сапропеля в озерах лесной зоны очень велики. Его использование — хороший пример мобилизации внутренних ресурсов ландшафта для улучшения окружающей среды.

Среди нейтральных и слабощелочных глеевых илов преобладают карбонатные илы. Они особенно характерны для лесостепной и северной частей степной зоны. В таежной и тундровой зонах карбонатные глеевые илы образуются на участках развития известняков, доломитов, карбонатной морены и других пород, содержащих карбонаты. Это илы озер Заонежья, районов развития пермских красноцветов Приуралья и т. д. Подобные «карбонатные сапропели» еще более ценны в хозяйственном отношении, чем ранее описанные.

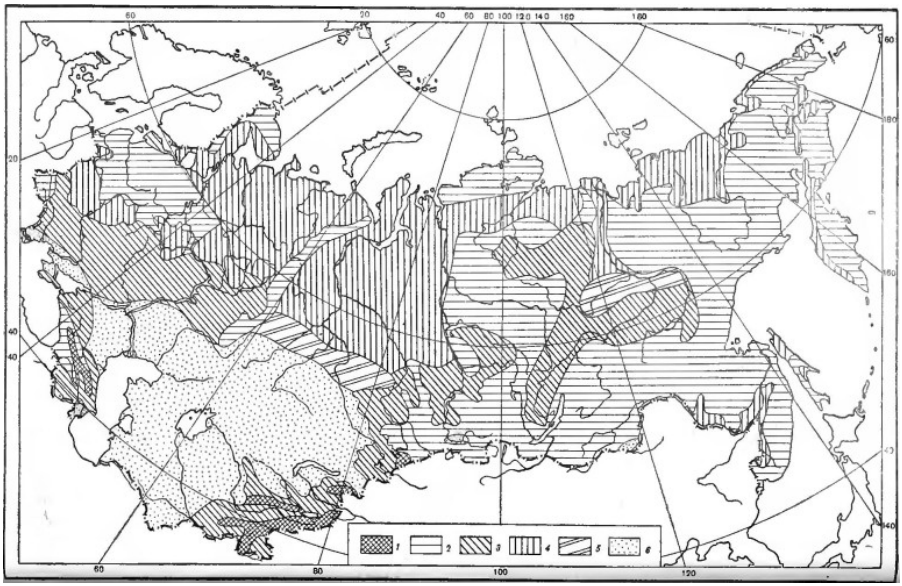


Рис. 8. Геохимические ряды и классы илов.

*1* — окислительные, реже глеевые илы (нейтральные, слабокислые); *2* — окислительные и глеевые илы (кислые, нейтральные); *3* — окислительные и глеевые илы (нейтральные и слабощелочные); *4* — глеевые, реже окислительные илы (кислые, нейтральные); *5* — глеевые, реже окислительные и сульфидные илы (содовые, нейтральные, слабощелочные); *6* — сульфидные илы (нейтральные и слабощелочные), реже окислительные и глеевые

Сероводородные (сульфидные) илы распространены в соленых и солоноватых озерах степей и пустынь. Содержание органических веществ в сульфидных илах различное, местами очень небольшое, но его все же достаточно для восстановления сульфатов иловой воды, образования $H_2S$ и его производного — гидротроилита. Илы имеют черный цвет (цвет гидротроилита). Сульфидные илы представляют большую ценность в бальнеологическом отношении (их свойства те же, что и черных соленых грязей солончаков). Именно черные сульфидные, богатые органическими веществами илы составили славу Сакского озера в Крыму (около Евпатории), Одесских лиманов, Тамбуканского озера под Пятигорском и многих других знаменитых грязевых курортов.

**Загадки ископаемых илов.** Большинство осадочных горных пород образовалось из былых озерных, морских и речных илов. Изучая породы, нетрудно восстановить и облик исходных илов. Как правило, это те же илы, что и известные нам по современным водоемам. Однако в древних водоемах были и неизвестные в

нашу эпоху («вымершие») илы.

Особенно интересны в этом отношении черные металлоносные углеродистые сланцы венд-нижнепалеозойского возраста (680—410 млн. лет назад). Черным цветом сланцы обязаны органическим соединениям и графиту, сланцы содержат пирит. Исходные морские илы, несомненно, относились к сульфидному ряду, и в них развивалась десульфуризация, продуцировался сероводород. В дальнейшем илы преобразовались в черные глины, а эти последние при процессах горообразования были метаморфизованы и превращены в сланцы. В отличие от современных сульфидных илов сланцы значительно обогащены никелем, ванадием, молибденом, ураном, серебром, медью, свинцом и другими металлами. Правда, содержания металлов не столь велики, как в рудных месторождениях, и обычно не превышают 0,01%, но все же в 10 раз и более выше, чем в обычных морских глинах.

Черные металлоносные сланцы широко распространены на материках, и суммарные запасы металлов в них громадны. Поэтому нетрудно предположить, что человечество, исчерпав запасы богатых руд, приступит к эксплуатации сланцев. Недаром наш крупнейший специалист по рудным месторождениям С. С. Смирнов (1895—1947) называл сланцы рудами будущего.

Но в чем же заключается загадка черных сланцев, если установлено, что морские илы формировались в сероводородной среде? Ведь такие илы известны и в современных морях. Неясен до сих пор источник редких металлов, хотя кое-что ученым удалось установить. Изучая сланцы, многие исследователи пришли к выводу, что накопление осадков в морях прошлого происходило очень медленно, значительно медленнее, чем накопление обычных глинистых илов. Например, американский геолог В. Мак-Келви полагает, что исходный материал черных сланцев накапливался со скоростью 1 м за 600 тыс.—3 млн. лет, а обычных морских глин — 1 м за 2 тыс. лет. Рудные элементы, возможно, приносились с прилегающей суши или поставлялись подводными вулканами.

Интересно, что и после нижнего палеозоя в морях осаждались металлоносные илы, например в верхнепермских морях Западной Европы (тип «мансфельдских сланцев»), миоценовых морях США и т. д. Однако распространение их было значительно менее широким и в целом после силура (около 400 млн. лет назад) накопление металлоносных илов в морях уменьшалось.

С изучением черных сланцев связана еще одна важная научная проблема. Как полагает член-корр. АН СССР А. И. Тугаринов, такие сланцы в ходе дальнейшей истории местами

подвергались воздействию магматических процессов, и металлы из них переходили в горячие газоводные растворы. Поднимаясь к земной поверхности, эти растворы отлагали в трещинах земной коры богатые металлические руды.

Так, по Тугаринову, могли образоваться рудные гидротермальные месторождения в местах, где раньше были широко распространены черные металлоносные сланцы.

Немало загадок таят в себе и красноцветные осадочные породы, цвет которых обусловлен тонкими пленками окислов и гидроокислов железа, облекающих, как рубашкой, глинистые, пылеватые и песчаные частицы. Геологические исследования показали, что красноцветы формировались в условиях сухого климата и представляют собой преимущественно осадки былых озер, речных долин, склонов.

Возраст этих пород очень различен. Известны красноцветы, образовавшиеся более 1 млрд. лет назад, но есть и «совсем молодые», неогеновые красноцветы, с возрастом в несколько миллионов лет. Неизвестны только современные красноцветы: в четвертичном периоде, начавшемся около 1 млн. лет назад, накопление красноцветов прекратилось. Как и черные сланцы, красноцветы — это вымершие породы.

Красный цвет пород говорит о том, что они образовались из красноцветных илов с окислительной средой. Очевидно, в водоемах было мало живых организмов, так как в противном случае их остатки привели бы к развитию восстановительной обстановки в илах. Действительно, в красноцветных породах обычно находят мало следов растительных и животных организмов. Многие красноцветные илы осаждались в содовых озерах. Это, например, было доказано нашими исследованиями в Каракумах, где осадки неогеновых озер содержат минерал доломит и имеют другие признаки былого содового состава вод.

Аналогичны наблюдения и по другим районам распространения красноцветов — неогеновым красноцветам Казахстана, пермским — Приуралья (в Приуралье в красноцветах был даже обнаружен минерал термонатрит — $Na_2CO_3H_2O$, являющийся прямым признаком содовой среды).

В физической химии доказывается, что, чем щелочнее среда, тем труднее восстанавливаются химические элементы, в том числе и трехвалентное железо. Поэтому содовый состав озерной воды должен был затруднять восстановление железа, способствовать сохранению окислительной среды в илах. С другой стороны, сильнощелочная среда, вероятно, не благоприятствовала жизни, в связи с чем содовые озера неогена были бедны организмами. Все это могло благоприятствовать

сохранению окислительной среды, накоплению в озерах красноцветных илов.

Итак, возможно, что многие красноцветные илы в неогене накапливались в содовых озерах, хотя не исключается и иной состав воды. В более ранние геологические эпохи жизнь в засушливых районах была развита слабее, чем в неогене, здесь илы могли быть бедны остатками организмов при любом составе вод.

Все же причины осаждения красноцветных илов в озерах геологического прошлого и причины отсутствия четвертичных красноцветов еще во многом не разгаданы. Можно не сомневаться, что дальнейшие геохимические исследования доставят много новых фактов, необходимых для решения этого вопроса.

# Кора выветривания

Граниты, базальты, известняки и другие скальные горные породы на земной поверхности разрушаются с образованием рыхлых продуктов. Этот процесс получил наименование выветривания, а образующаяся рыхлая толща — коры выветривания.

При благоприятных условиях, как, например, во влажном и жарком климате тропиков, выветривание охватывает толщу пород мощностью в десятки и даже сотни метров.

Изучение выветривания сделало большие успехи еще в XIX в., однако в то время часто не отличали почву от коры выветривания. Докучаев первым, как уже говорилось, обосновал понятие о почве как об особой природной системе. После его работ в русской, а позднее и в зарубежной науке стали четко разграничивать эти два образования.

Большинство геологов и почвоведов в настоящее время понимает под корой выветривания рыхлые продукты разрушения горных пород, образующиеся под почвой за счет поступающих из нее растворов. И для элювиальной почвы, и для залегающей под ней коры выветривания характерны инфильтрация атмосферных осадков, выщелачивание растворенных соединений, выветривание первичных силикатов с образованием глинистых минералов, формирование профиля, расчленяющегося на горизонты.

Поэтому надо отличать процесс выветривания, который протекает и в почвах, и в илах, и в других системах земной коры, от коры выветривания — особой природной системы.

Что же в таком случае отличает кору выветривания от почвы?

Для почвы характерна биогенная аккумуляция химических элементов под влиянием растительности, которая отсутствует в коре выветривания. Подвижность ряда элементов фосфора, калия, кремния и др. в процессах выветривания и биогенной аккумуляции различна (рис. 9).

В районах теплого и влажного климата под почвой часто образуется мощная, хорошо выраженная кора выветривания, в то время как в полярных районах, пустынях, районах развития многолетней мерзлоты, на крутых склонах гор кора выветривания как особая система маломощна или даже отсутствует.

Термин «кора выветривания» иногда употребляют в широком смысле, понимая под ним также и перемещенные рыхлые продукты, т. е. отложения склонов, речных долин, озер и т. д. Б. Б. Полынов в связи с этим различал остаточную (элювий) и аккумулятивную кору выветривания (делювий, аллювий и т. д.). В

аналогичном смысле употреблял термин «кора выветривания» В. И. Вернадский.

Из современных ученых такую терминологию применяют акад. АН БССР К. И. Лукашев и его школа. Однако подавляющее большинство геологов понимает под корой выветривания остаточные продукты, залегающие на месте выветривания, т. е. элювий. В этом смысле термин «кора выветривания» используется и в данной книге.

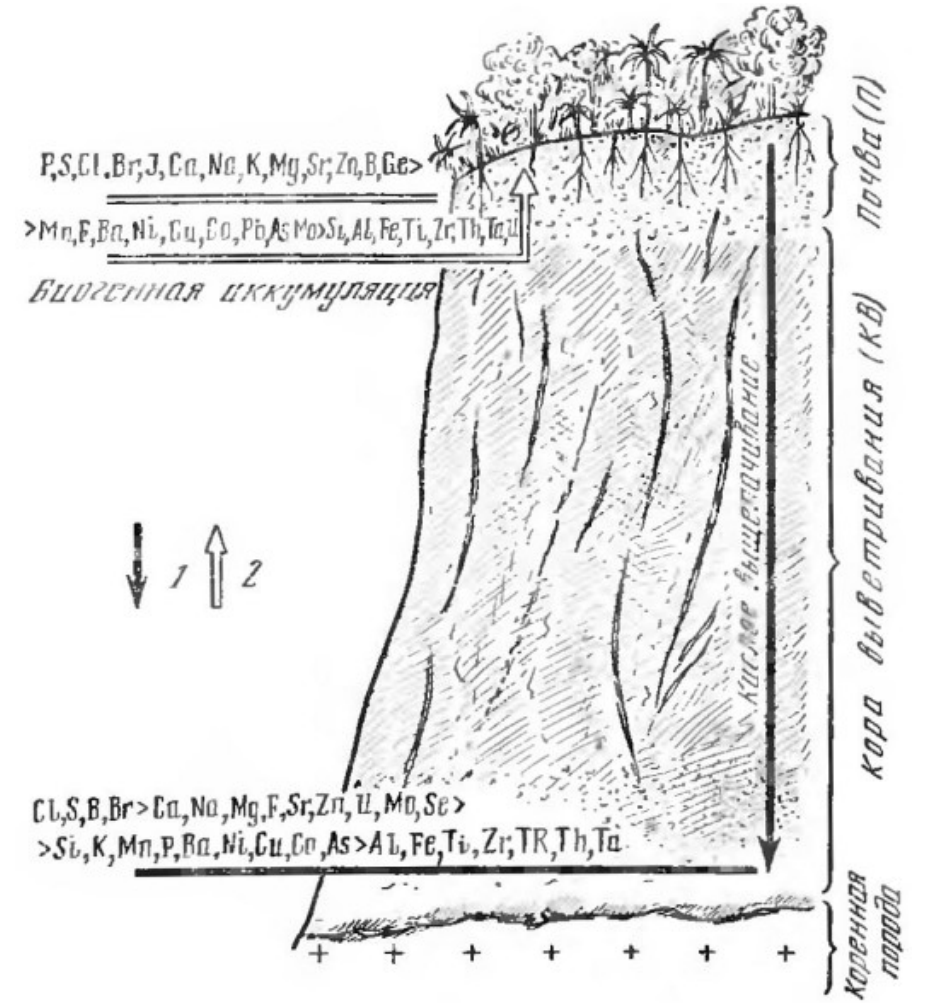



Рис. 9. Миграция химических элементов в элювиальной почве (*П*) и залегающей под ней коре выветривания (*КВ*).

На горизонталях помещены обобщенные ряды элементов по убыванию интенсивности миграции. *1* — выветривание минералов, выщелачивание растворимых соединений; *2* — биогенная аккумуляция химических элементов под влиянием растительности

Изучение современной коры выветривания сделало за последние десятилетия большие успехи, главным образом в связи с решением практических вопросов — поисками полезных ископаемых, строительством дорог, каналов, зданий.

Некоторые виды коры выветривания содержат руды алюминия, никеля, железа, редких элементов, представляют интерес как сырье для керамической промышленности (каолин) и т. д.

**Древняя кора выветривания.** Выветривание протекает на земной поверхности уже несколько миллиардов лет — с момента формирования литосферы, атмосферы и гидросферы.

В отдельные геологические периоды условия для выветривания были особенно благоприятны, и мощная хорошо разложенная кора выветривания существовала на огромных пространствах. К таким периодам, например, относится промежуток времени в несколько десятков миллионов лет с конца триасового периода до начала юрского ($T_3$—$J_1$). В это время, около 180 млн. лет назад, во многих районах Земли господствовал влажный и теплый тропический климат, преобладал равнинный рельеф. На месте современного великого пояса азиатских степей и пустынь в верхнем триасе и нижней юре росли тропические леса, текли полноводные реки, было много озер и болот.

В этих ландшафтах нижнего мезозоя формировалась мощная кора выветривания, остатки которой обнаружены во многих районах Урала, Казахстана, Западной Сибири. Местами она перекрыта молодыми отложениями, но часто выходит и на земную поверхность. Подобные образования получили наименование *древней коры выветривания*. Помимо триас-юрской коры известны и более молодые и более древние коры — докембрийские, палеозойские, меловые и т. д. (рис. 10, 11).

На древние коры выветривания обращали внимание еще ученики Докучаева К. Д. Глинка и П. А. Земятченский, известный немецкий географ Ф. Рихтгофен, однако создание особого раздела геологии — учения о древней коре выветривания — связано с именем выдающегося советского ученого И. И. Гинзбурга (1882—1965). В 1912 г. вышла из печати его книга «Каолин и его генезис», которая столь обстоятельно трактовала вопрос, что трудно было поверить, что ее автор студент Петербургского политехнического института. В дальнейшем изучение древней коры выветривания становится главным делом жизни ученого.

Энтузиаст и труженик науки, Гинзбург изучал Древнюю кору выветривания на Урале, Украине, в Казахстане и других районах

СССР. Он привлек к этой работе молодых геологов, создал группу по изучению древней коры в Академии наук СССР, организовал выпуск специальных сборников «Кора выветривания», выходящих и в настоящее время, лично опубликовал более 260 работ.

Благодаря работам И. И. Гинзбурга и его школы учение о древней коре выветривания оформилось в СССР в самостоятельный и важный раздел геологии. В 1967 г. В. П. Петровым была опубликована первая в мировой литературе монография, излагающая основы этого учения.

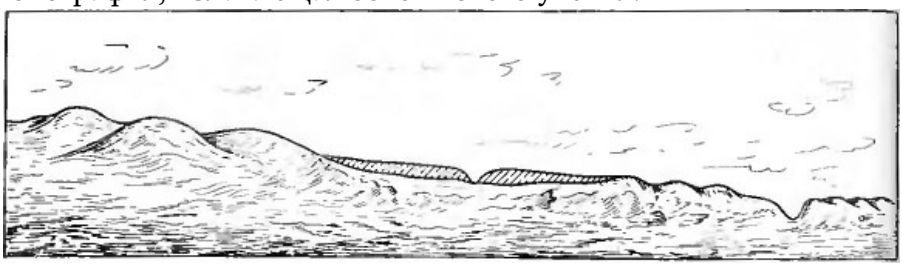


Рис. 10. Геоморфологические условия распространения древней коры выветривания в Казахстане (по В. Н. Разумовой, 1952).

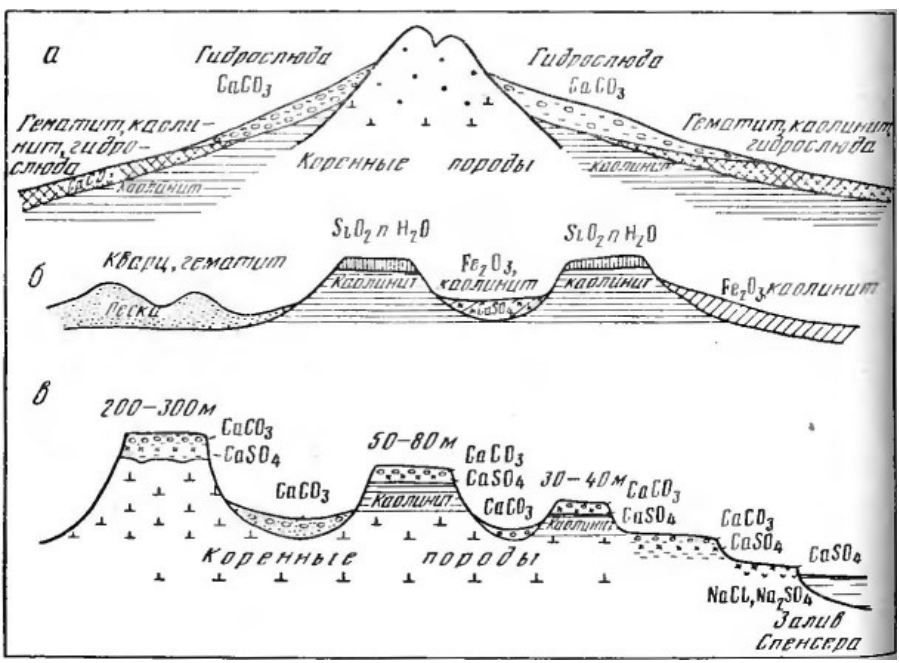



Рис. 11. Древние коры выветривания в степях и пустынях Австралии (по М. А. Глазовской, 1973).

*а* — Центральная Австралия, горы Макдоннелл в районе Алис-Спрингс; *б* — Центральная Австралия, окраина пустыни Симпсона; *в* — Южная Австралия, между заливом Спенсера и котловиной озера Торренс

**Геохимические идеи в изучении коры выветривания.** В XX в. методология геохимии оказала большое влияние на изучение процессов выветривания и коры выветривания.

Возникло особое научное направление — геохимия коры выветривания, основателем которого был Б. Б. Полынов (1877—1952). Он начинал свою деятельность в качестве почвоведа-географа, проводя обследование почв Черниговской губернии и совершенно в то время не изученной Тырминской горной тайги на Дальнем Востоке (район нынешней трассы БАМа).

В 1917 г. в журнале «Природа» была напечатана статья ученого «Кора выветривания и почва», а в 1934 г. Академия наук опубликовала широко известную монографию «Кора выветривания», в которой была изложена новая геохимическая концепция развития этой биокосной системы. Геохимические подходы к выветриванию наблюдались и в более ранних работах — в трудах основателей геохимии Вернадского и Ферсмана, Коссовича, немецких ученых Гаррасовитца и Бланка, американцев Ван-Хайза и Смита. Но только в работе Полынова эта концепция была разработана глубоко и детально, как самостоятельное направление науки.

Первый вопрос, который рассмотрел Полынов, касался интенсивности миграции химических элементов при выветривании изверженных пород. Еще американский геолог Смит в 1917 г. применил оригинальный прием для решения этого вопроса. Он сравнил средний состав изверженных пород со средним составом речных вод, дренирующих такие породы, и пришел к выводу, что быстрее всего при выветривании покидают породы хлор и сера, затем кальций, натрий и марганец и слабее всего мигрируют железо и алюминий. Смит не развивал далее это направление научной мысли, и его труды не привели к разработке самостоятельной научной теории.

Б. Б. Полынов использовал пересчет Смита, развил его, но самое главное — положил в основу теории формирования коры выветривания (табл. 2).

Вот что писал сам ученый: «Мы видим, что состав растворенной в речной воде минеральной части существенно отличается от состава тех пород, которые отдают воде свои минеральные части. Мы видим, что хлор, составляющий ничтожную часть массы свежих, не тронутых выветриванием, первичных пород, в минеральном остатке речной воды превышает 6%. Это произошло, понятно, не потому, что в речную воду попал откуда-либо новый хлор, но потому, что его соединения в породах растворились в воде гораздо скорее, чем соединения других

элементов.

Таблица 2. Относительная подвижность элементов при выветривании

| **Компонент** | **Средний состав массивных пород $a_x$** | **Средний состав минерального остатка различных вод $b_x$** | **Относительная подвижность элементов и соединений, по Б. Б. Полынову** | **Коэффициент водной миграции, по А. И. Перельману $K_x = b_x / a_x$** |
|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 59,09 | 12,80 | 0,20 | 0,21 |
| $Al_2O_3$ | 15,35 | 0,90 | 0,02 | 0,06 |
| $Fe_2O_3$ | 7,29 | 0,40 | 0,04 | 0,06 |
| Ca | 3,60 | 14,70 | 3,00 | 4,00 |
| Mg | 2,11 | 4,90 | 1,30 | 2,3 |
| Na | 2,97 | 9,50 | 2,40 | 3,2 |
| K | 2,57 | 4,40 | 1,25 | 1,6 |
| $Cl^-$ | 0,05 | 6,75 | 100,00 | 133 |
| $SO_4^{2-}$ | 0,15 | 11,60 | 57,00 | 77 |

Представим себе, что в некоторый определенный срок времени какая-либо определенной величины масса горной породы отдает в раствор речной воды весь заключавшийся в ней хлор. Если бы соединения серы этой породы обладали бы такой же подвижностью, как и соединения хлора, то количество $SO_4^{2-}$, растворенного в речной воде, должно было быть в три раза больше, чем количество хлора, как это мы наблюдаем в составе горных пород (0,15 : 0,05 = 3), т. е. оно должно было бы составлять 20,25% всего минерального остатка. В действительности же оно, как мы видим, составляет только 11,6%, т. е. сера, выраженная в ионах $SO_4^{2-}$, перешла за этот же промежуток времени в раствор лишь в количестве 57% ее массы, заключенной в горной породе. Распространяя этот прием исчисления на все другие соединения и элементы, мы получаем числа, приведенные в 3-м столбце. Мы видим, что числа можно расчленить на несколько групп соответственно их порядку. Расположенные таким образом, они дают ясное представление о последовательных фазах, которые переживают накопления продуктов выветривания, а именно:

| | |
|---|---|
| 1 фаза | $Cl^-$ — 100%<br>$SO_4^{2-}$ — 57% |
| 2 фаза | $Ca^{2+}$ — 3,00%<br>$Na^+$ — 2,40%<br>$Mg^{2+}$ — 1,30%<br>$K^+$ — 1,25% |
| 3 фаза | $SiO_2$ — 0,20% |
| 4 фаза | $Fe_2O_3$ — 0,04%<br>$Al_2O_3$ — 0,02% |

Первая фаза знаменуется тем, что продукты выветривания лишаются соединений хлора и серы. Само собой разумеется, что с этими анионами уходит и некоторое количество катионов, но значительная часть последних остается еще связанной с другими анионами и главным образом, понятно, в форме силикатов.

Во второй фазе продукты выветривания, уже лишенные соединений хлора и серы, лишаются щелочных и щелочноземельных оснований. Эта фаза расчленяется на две стадии, соответственно более высокой подвижности кальциево-натриевых соединений по сравнению с магнезиально-калийными.

В третьей фазе лишенные в значительной части щелочных и щелочноземельных оснований продукты выветривания лишаются кремнезема силикатов. И, наконец, в последней — четвертой стадии, когда продукты выветривания слагаются почти исключительно полуторными окислами, последние также подвергаются большому или меньшему перемещению»[8].

Табл. 3. Ряды миграции химических элементов в коре выветривания силикатных пород

| Интенсивность миграции | $K_x$ 100 | 10 | 1 | 0,1 | 0,01 |
|---|---|---|---|---|---|
| Очень сильная миграция | S, Cl, B, Br, J | | | | |
| Сильная миграция | | Ca, Na, Mg, F, Sr, Zn, U, Mo, Se | | | |
| Средняя миграция | | | Si, K, Mn, P, Ba, Rb, Ni, Cu, Li, Co, Cs, As, Tl, Ra | | |
| Слабая и очень слабая миграция | | | | Al, Fe, Ti, Zr, Y, Nb, TR, Th, Be, Ta, Sn, Hf, Pd, Ru, Rh, Os, Pt | |

В дальнейшем автор показал, что об интенсивности миграции химических элементов можно судить по отношению их содержания в минеральном остатке вод (речных, грунтовых, подземных) к содержанию в горных породах.

Это отношение — коэффициент водной миграции ($K_x$) — рассчитано для большинства химических элементов; установлена его связь с показателем, используемым Полыновым.

Как следует из табл. 3, интенсивность миграции элементов колеблется в очень больших пределах — хлор и сера выщелачиваются в тысячи раз быстрее, чем кремний, алюминий, железо. Поэтому общая тенденция формирования коры выветривания — вынос наиболее подвижных элементов и относительное накопление наименее подвижных, особенно кремния, алюминия, железа.

Часть химических элементов поступает в воды не только за счет выветривания горных пород, но и из атмосферы, с осадками. Это особенно относится к хлору и сере, которые получили наименование «циклические элементы». Их связь с атмосферными осадками отмечалась еще П. С. Коссовичем, Г. Н. Высоцким, американским геохимиком Е. Конвеем и многими другими учеными. Важную роль серы атмосферных осадков в питании речных и грунтовых вод показали Ф. В. Чухров с сотрудниками с помощью изотопных измерений (изучалось отношение $S^{32} : S^{34}$ в различных водах). Поэтому интенсивность водной миграции

хлора и серы, определенная с помощью пересчетов, вероятно также фтора, брома, йода и некоторых других элементов, несколько завышена. Однако поправки на «атмосферный принос» не меняют принципиальной стороны выводов Полынова: при выветривании интенсивность выноса элементов резко различна, она колеблется на несколько порядков и в той последовательности, которая была намечена уже первыми работами Смита (железо, алюминий наименее подвижны, хлор, сера — наиболее).

Табл. 4. Фазы развития коры выветривания изверженных пород (ортоэлювин)

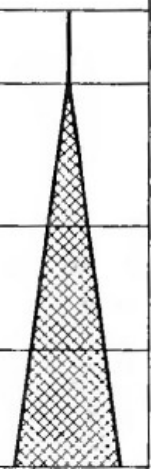
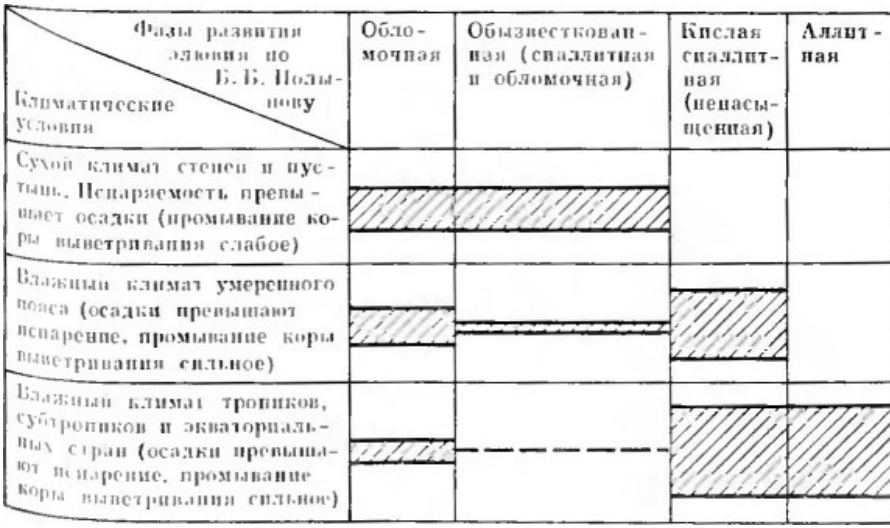
| №№ п/п | Наименование стадий | Химические элементы в значительной степени выщелоченные из элювия | Элементы в соединениях накапливающиеся в элювии | Степень гидратации элювия |
|---|---|---|---|---|
| 1 | Обломочная | Нет | Нет |  |
| 2 | Обызвествованная | Cl | $CaCO_3$<br>Глинистые минералы: монтмориллонит, бейделлит, мусковит, серицит | |
| 3 | Кислая сиаллитная (ненасыщенная) | Cl Ca Na Mg K | Глинистые минералы: каолинит, галлуазит, понтронит, $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ $SiO_2$ кварца | |
| 4 | Аллитная | Cl, Ca, Na, Mg, K $SiO_2$ силикатов | $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$, $Al_2O_3 \cdot nH_2O$ Глинистый минерал метагаллуазит, $SiO_2$ кварца | |

Табл. 5. Фазы развития коры выветривания изверженных пород в зависимости от климатических условий


Фазы развития элювия по Б. Б. Полынову
Климатические условия
Обломочная
Обызвесткованная (сиаллитная и обломочная)
Кислая сиаллитная (ненасыщенная)
Аллитная
Сухой климат степей и пустынь. Испаряемость превышает осадки (промывание коры выветривания слабое)
Влажный климат умеренного пояса (осадки превышают испарение, промывание коры выветривания сильное)
Влажный климат тропиков, субтропиков и экваториальных стран (осадки превышают испарение, промывание коры выветривания сильное)

Большая заслуга Полынова состояла в том, что он широко применил концепцию развития при изучении коры выветривания, положил в основу своей теории. Ученый полагал, что выветривание изверженных пород проходит ряд стадий от обломочной обызвесткованной (вынесены только хлор и сера) до сиаллитной (вынесена значительная часть катионов) и аллитной (вынесена большая часть катионов, кремнезема, в коре накапливаются гидроокислы алюминия и железа). Следовательно, по Полынову, направление выветривания, тенденция выветривания едины, но различия в климате определяют скорость процесса и конечную стадию — в пустыне аллитная стадия не достигается (табл. 4, 5).

Кора выветривания и почвы постоянно подвергаются воздействию поверхностных и подземных вод (почленных, грунтовых), верхние горизонты почвы смываются. За счет их размыва и переотложения, а частично и за счет размыва невыветрелых пород в понижениях рельефа образуются различные континентальные отложения — делювий (отложения склонов), аллювий (речные отложения) и др. В этих отложениях аккумулируется часть растворенных соединений, вынесенных из коры выветривания (рис. 12).

Полынов создал представление о закономерном геохимическом сопряжении коры выветривания (элювия) и континентальных отложений. Так, например, в сухих степях и пустынях элювий относится ко второй фазе и содержит $CaCO_3$ (обломочная обызвесткованная кора), а в континентальных отложениях накапливаются продукты первой фазы — легкорастворимые хлориды и сульфаты (рис. 13).

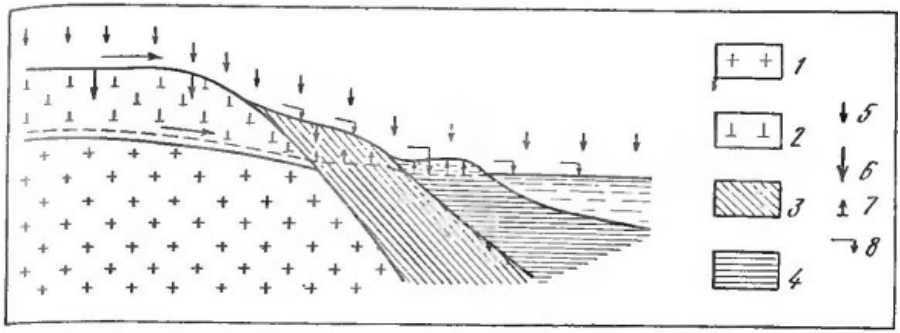



Рис. 12. Схема миграции веществ в коре выветривания и континентальных отложениях.

*1* — коренная порода; *2* — кора выветривания; континентальные отложения: *3* — делювий; *4* — аллювий; *5* — поступление веществ в кору выветривания из атмосферы ($H_2O$, $CO_2$, $O_2$ и др.); *6* — вынос веществ из коры выветривания поверхностным и подземным стоком; *7* — аккумуляция веществ из грунтовых вод; *8* — аккумуляция легкоподвижных продуктов выветривания и взвешенного материала из поверхностных вод

В таежной зоне элювий в своем развитии достигает третьей фазы и производные аккумуляции имеют глинистый состав.

Кору выветривания изверженных и метаморфических пород Полынов назвал *ортоэлювием*. Изверженные породы формировались в условиях, отличных от земной поверхности, и поэтому они изменяются особенно сильно. Кора выветривания резко отличается от материнской породы.

Для развития элювия характерна обломочная стадия, которая в горных и аридных районах существует неопределенно долгое время. Производными от ортоэлювия являются ортоделювий, ортопролювий, ортоаллювий и другие континентальные отложения.

Кора выветривания морских осадочных пород называется *параэлювием*. Изменение осадочных пород при выветривании по сравнению с изверженными породами часто менее значительно. Поэтому кора выветривания не всегда резко отличается от материнских пород (например, при выветривании глин), но все же некоторые типы осадочных пород сильно изменяются на земной поверхности, особенно в условиях влажного климата. Обломочная стадия при выветривании глин отсутствует.

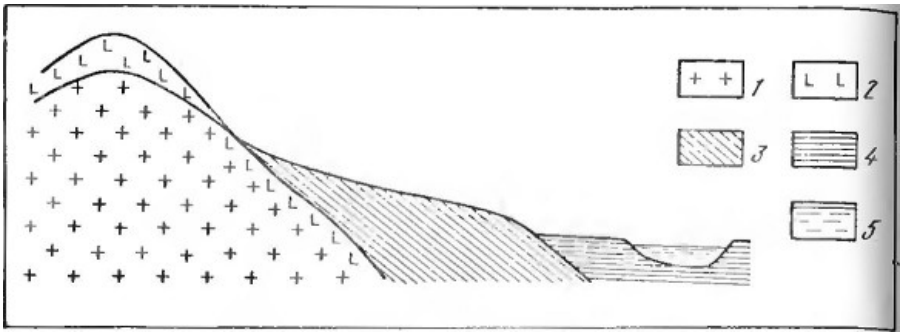



Рис. 13. Обызвесткованный ортоэлювий степей и пустынь и его производные.

*1* — коренная изверженная порода; *2* — обызвесткованнй ортоэлювий; *3* — карбонатный делювий. Область аккумуляции легкорастворимых солей: *4* — озерный аллювий — хлоридно-сульфатные аккумуляции; *5* — соленое озеро

Для параэлювия характерны те же геохимические типы коры выветривания, что и для ортоэлювия, однако нередко они отмечены специфическими особенностями. Кроме того, имеются еще и новые геохимические типы: соленосный элювий, элювий гипсоносных пород («гипсовая шляпа») и др. Производными от параэлювия являются параделювий, парааллювий и другие континентальные отложения.

Элювий континентальных отложений именуется *неоэлювием*. Эти отложения образовались на земной поверхности или в водоемах суши. Поэтому неоэлювий часто выражен неотчетливо, так как континентальные отложения сами являются переотложенными продуктами выветривания и в элювиальных условиях изменяются слабо. Нередко выветривание захватывает только почвенную толщу, и кора выветривания не образуется. Но все же имеются случаи достаточно резкого проявления выветривания, например образование кислой коры на лессовидных суглинках в таежной зоне. При этом суглинки теряют карбонаты и приобретают бурую окраску. Континентальные отложения, производные от неоэлювия, в общем, аналогичны производным от параэлювия. В отдельных случаях можно говорить о неоделювии, неопролювии с особыми геохимическими свойствами (отложения некоторых содовых озер и др.).

В итоге Полынов создал представление о трех циклах формирования коры выветривания — фазах развития элювия и их производных.

**1-й цикл**

**Фазы ортоэлювия** **Производные аккумуляции**

| | |
|---|---|
| 1. Обломочная | 1. Пластические наносы |
| 2. Обызвесткованная | 2. Хлоридно-сульфатная |
| 3. Сиаллитная | 3. а) Карбонатная |
| б) Хлоридно-сульфатная | |
| 4. Аллитная | 4. а) Сиаллитная (аллофановая) |
| б) Карбонатная | |
| в) Хлоридно-сульфатная | |

**2-й цикл**

| **Фазы параэлювия** | **Производные аккумуляции** |
|---|---|
| 1. Обломочная | 1. Хлоридно-сульфатная |
| Обломочная карбонатных пород | |
| Обызвесткованная | |
| 2. Сиаллитная | 2. а) Карбонатная |
| Сиаллитная надкарбонатная | б) Хлоридно-сульфатная |
| 3. Аллитная (?) | 3. а) Сиаллитная |
| б) Карбонатная | |
| в) Хлоридно-сульфатная | |

**3-й цикл**

| **Формы неоэлювия** | **Производные аккумуляции** |
|---|---|
| 1. Рассоленный солонцеватый | 1. Усиление хлоридно-сульфатной аккумуляции в пределах хлоридно-сульфатной коры выветривания |
| Рассоленный гипсоносный | |
| 2. Выщелоченный надкарбонатный (сиаллитный) | 2. Усиление аккумуляции $CaCO_3$ в пределах карбонатной коры выветривания |
| 3. Кислый сиаллитный | 3. Усиление аккумуляции кремнеглиноземных и кремнежелезных систем в пределах сиаллитной коры выветривания |

До сих пор мы в основном рассматривали явление выноса химических элементов из коры выветривания. Однако в коре выветривания протекают и прямо противоположные процессы аккумуляции веществ, поступающих из атмосферы. Это в первую очередь относится к кислороду воздуха, воде, углекислому газу, а также хлору и сере.

Кора выветривания — это область широкого развития процессов окисления. Например, железо, марганец и сера в изверженных породах в основном находятся в двухвалентной форме $Fe^{2+}$, $Mn^{2+}$, $S^{2-}$, а в коре выветривания, окисляясь, дают соединения $Fe^{3+}$, $Mn^{4+}$, $S^{6+}$($Fe_2O_3$, $MnO_2$, $Na_2SO_4$, $CaSO_4$ и т. д.). Не менее характерны для коры выветривания и процессы

гидратации — почти все вторичные минералы содержат воду (гидратную, кристаллизационную и др.), в то время как в большей части первичных минералов ее нет. В районах с засушливым климатом для коры выветривания характерно также образование различных карбонатов, главным образом $CaCO_3$.

Такие химические элементы горных пород, как кальций, натрий, калий, магний, сера и хлор, в процессе выветривания сравнительно легко покидают кристаллические решетки первичных минералов (полевых шпатов, слюд и т. д.) и образуют в коре выветривания простые легко- и труднорастворимые соли ($CaCO_3$, $Na_2SO_4$, NaCl и т. д.). Часть атомов этих элементов находится в природных водах в виде простых или комплексных ионов ($Na^+$, $Ca^{2+}$, $SO_4^{2-}$, $Cl^-$ и т. д.), а часть поглощается организмами и коллоидными системами. В отличие от этих элементов окислы кремния, алюминия, железа, титана и марганца, составляющие 84,11% земной коры, значительно хуже растворимы, в связи с чем содержание их в природных водах, а также в организмах значительно ниже; они образуют меньше растворимых солей. В ходе выветривания эти элементы чаще всего дают богатые водой коллоидные осадки (гели), со временем теряющие часть воды и приобретающие упорядоченную (кристаллическую) структуру. Если кристаллическая структура былых гелей обнаруживается невооруженным глазом или под микроскопом, то они называются метаколлоидами. Поскольку элементов второй группы в земной коре значительно больше, чем первой, преобладающая часть твердых продуктов выветривания находится в коллоидном или метаколлоидном состоянии, а меньшая — в виде простых солей. Некоторые формы коры выветриваний практически не содержат простых солей.

Таким образом, коллоидное и метаколлоидное состояние вещества чрезвычайно характерно для коры выветривания: при интенсивном выветривании почти все твердые составные части коры находятся в коллоидном состоянии или же при своем образовании проходят через коллоидное состояние. Таковы многочисленные глинистые минералы, гидроокислы кремния, железа, алюминия и марганца, гумусовые вещества и др. Впервые в очень яркой форме эту мысль выразил крупный австрийский минералог Ф. Корню. «Подобно коре, окружает земной шар царство гелей», — писал ученый в 1909 г.

Применение электронного микроскопа, рентгенографии и других методов изучения вещества позволило разобраться в казавшейся во времена Корню «бесформенной массе минеральных коллоидов», выделить среди них минералы, создать особую отрасль минералогии — коллоидную минералогию, имеющую

большое практическое значение.

Большие изменения произошли во взглядах на механизм выветривания силикатов изверженных пород — их превращения в глины. Е. Г. Куковский развивает представление о том, что эти процессы протекают в твердом веществе, в результате диффузии («дрейфа») ионов. Важная роль придается поверхностным явлениям на границе минерал—раствор, в построениях учитываются размеры ионов, строящих кристаллическую решетку глинистых минералов. В решении всех этих сложных и тонких вопросов огромная роль принадлежит кристаллохимии — науке, изучающей положение ионов и атомов в кристалле, их взаимные связи.

**Кора выветривания как биокосная система.** Биокосная природа коры выветривания выражена менее отчетливо, чем в почвах и илах, но все же и здесь наблюдается деятельность микроорганизмов, которые окисляют сульфиды и органические соединения, поступающие из почвы. Еще в 1903 г. американский ученый Холланд предполагал, что латеритное выветривание горных пород обязано микроорганизмам, что это своеобразная «тропическая болезнь» базальтов и других изверженных пород. Позднее аналогичные идеи высказывал крупный русский минералог ученик Вернадского Я. В. Самойлов (1870—1925).

«Процессы выветривания, в частности, резко выраженные в биосфере, всегда биогенны и биокосны. Микроскопическая жизнь в них играет ведущую роль», — Писал В. И. Вернадский в своей последней работе — «Химическое строение биосферы Земли и ее окружения», опубликованной в 1905 г. (М., «Наука», с. 155). Как отмечал Б. Б. Полынов, миллионы микроорганизмов были обнаружены в 1 г каолинизированного гранита на глубине 12—17 м от поверхности. Хорошо изучена группа так называемых тионовых бактерий, окисляющих сульфиды металлов.

Профессор Томского политехнического института П. А. Удодов с сотрудниками сделали в последние годы интересное открытие — микроорганизмы были найдены в поровых водах коры выветривания глинистых сланцев нижнего карбона. Кроме известных видов тионовых бактерий открыты и неизвестные науке виды, обладающие высокой геохимической активностью. М. А. Глазовская обнаружила разнообразные микроорганизмы (до 1 млн. в 1 г) в корочках выветривания на скалах Тянь-Шаня на высотах более 4200 м (рис. 14).

Среди микробиологов вопрос о роли микроорганизмов в выветривании, очевидно, первым поставил один из основателей отечественной микробиологии — В. Л. Омелянский (1867—1928). Таким образом, оправдывается известное правило: «новое — это

хорошо забытое старое». К сожалению, и в наши дни вопрос о роли микроорганизмов в формировании коры выветривания все еще изучен слабо, и мы чаще делаем заключения из общеметодологических соображений («так должно быть»), чем на основании конкретных исследований. Поэтому можно сказать, что биокосная природа коры выветривания не вызывает сомнений, но конкретная роль микроорганизмов в формировании отдельных видов коры, за немногими исключениями, еще нуждается в изучении.

Кроме основного биологического агента — микроорганизмов в коре выветривания имеются и макроорганизмы, как, например, различные землерои — сурки и др. Следы их нор в виде так называемых кротовин часто обнаруживаются глубоко под почвой. Недаром известный геолог Г. Ф. Мирчинк называл сурка-тарбагана «лучшим геологом Забайкалья», так как в местах тарбаганьих нор на поверхность вынесены образцы горных пород с глубины в несколько метров (значительно глубже каштановой почвы).

Меньшая биогенность коры выветривания по сравнению с почвами и илами определяет и меньшее ее разнообразие. Это выявилось особенно наглядно при сравнении зональности почв и коры выветривания. Еще Г. Н. Высоцкий и другие ученики Докучаева установили, что кора выветривания и континентальные отложения в своем распространении подчиняются закону зональности. Однако эти зоны не соответствуют зонам почв — они значительно шире. Например, все степи и пустыни относятся к одной зоне коры выветривания, хотя на этой территории и умещаются четыре почвенные зоны. Поэтому на изверженных породах и под черноземной, и под каштановой, и под сероземной почвами образуется одна и та же кора выветривания — обломочная обызвесткованная.

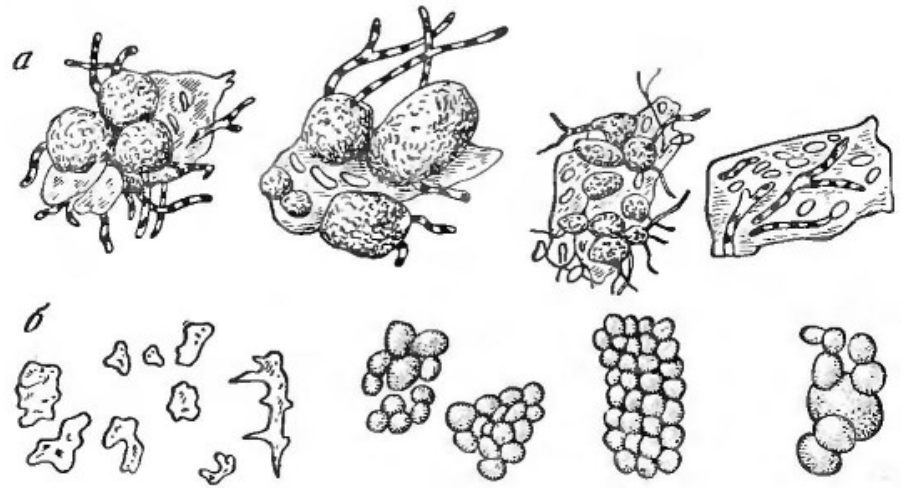



Рис. 14. Гидраты окислов железа (*а*), диатомовые водоросли и фитолитарии (*б*) в корочках выветривания на скалах в высокогорьях Тянь-Шаня.

Хорошо видна органогенная структура этих образований (по М. А. Глазовской, 1953)

Кора выветривания не только более однообразна по сравнению с почвами и илами (беднее информацией), она также содержит меньше свободной энергии, т. е. менее неравновесна.

Как и почва, кора выветривания имеет определенный профиль, т. е. состоит из горизонтов различного минерального и химического состава. Эти различия могут быть достаточно большими. Так, например, довольно распространена кора выветривания, верхние горизонты которой характеризуются кислой, а нижние — слабощелочной реакцией.

Используя принцип централизации и вводя понятие о центре коры выветривания, за основу геохимической классификации автор принял особенности наиболее выветрелого горизонта (центра). Таким горизонтом является верхняя подпочвенная часть элювия. Книзу процессы выветривания затухают, и самые нижние горизонты элювия обычно изменены слабо, представляя собой те или иные варианты обломочной коры. Это нашло отражение и в тех наименованиях, которые установились в геологии и геохимии: латеритная, каолиновая и другие коры. Они получили названия по химико-минеральному составу верхнего горизонта (нижние горизонты латеритной и каолиновой коры часто имеют гидрослюдистый состав).

Мощность верхнего (подпочвенного) горизонта, определяющего геохимический тип коры, может быть самой различной — от нескольких десятков сантиметров до нескольких

десятков метров (во влажных тропиках).

Кора выветривания — преимущественно трехфазная система (твердая + жидкая + газообразная), и поэтому в ее верхней части господствует окислительная среда. В районах влажного климата и затрудненного дренажа в нижней части коры развивается оглеение, в коре формируется окислительно-восстановительная зональность. Известны случаи, когда глеевый горизонт располагается непосредственно под почвой, когда в нижних горизонтах развивается восстановительная сероводородная среда и кора приобретает черный цвет за счет сульфидов железа. Все это позволяет при систематике коры выветривания выделить уже известные нам ряды: окислительный и глеевый, а для нижних горизонтов коры — и сероводородный (сульфидный).

Возможно, что ряды следует разделять на типы по гидротермическим условиям (коры выветривания холодного, умеренного, жаркого поясов и т. д.). Так как этот вопрос нуждается в дополнительной проработке, в дальнейшем в пределах рядов рассматриваются лишь классы. Выделяя классы коры выветривания по содержанию в ней наиболее подвижных компонентов, не следует забывать, что она содержит и другие, менее подвижные компоненты, геохимическое значение которых не столь велико. Например, хлоридно-сульфатный элювий почти всегда содержит карбонаты и, как правило, силикатную часть, которая преобладает по массе и т. д. Здесь мы сталкиваемся с уже известной нам закономерностью: более подвижный компонент как бы снижает, нейтрализует действие менее подвижного, геохимическая роль которого может сказаться только после удаления более подвижной части.

Классы коры выветривания, в общем, аналогичны классам почв и илов.

**Кора выветривания первого ряда с окислительной обстановкой.** Она широко распространена, хорошо изучена и наиболее разнообразна.

*Сернокислый класс* возникает при выветривании пород, богатых дисульфидами (в первую очередь пиритом). Окисление этих минералов, в котором участвуют особые тионовые бактерии, приводит к появлению свободной серной кислоты, понижению pH до 1—2. Начинается сернокислое выветривание, легкая миграция многих металлов, особенно железа, цинка, кадмия и др. Этот тип коры выветривания лучше всего изучен на рудных месторождениях, содержащих сульфиды; он получил наименование «зона окисления сульфидных месторождений». Яркоокрашенные пестрые зоны окисления с характерным комплексом вторичных минералов железа, меди, свинца, цинка и

прочих металлов резко отличаются от других классов коры выветривания и служат важным признаком при поисках рудных месторождений.

Сернокислые коры образуются также при выветривании пиритизированных глин и сланцев, серных руд. В Центральных Каракумах, в районе Серных Бугров, А. Е. Ферсман в 1925 г. обнаружил свободную серную кислоту, заполняющую поры в песчаниках. Это открытие произошло при разборе каракумской коллекции в Ленинграде, когда выяснилось, что оберточная бумага, в которую были завернуты образцы сероносных песчаников, обуглена: ее разъела свободная серная кислота, продукт окисления серы:

$$2S + 2H_2O + 3O_2 \rightarrow 2H_2SO_4.$$

Распространение сернокислой коры выветривания определяется размещением сульфидных руд и пород. Роль климата второстепенна, так как и во влажных тропиках, и в пустыне окисление сульфидов приводит к образованию серной кислоты. Во влажных тропиках этот тип коры резко отличается от латеритов, в пустыне — от карбонатной коры выветривания. Но все же и климат оказывает значительное влияние на сернокислую кору выветривания, так как формирование зоны окисления в тундре, влажных тропиках, степях и пустынях различно. Следовательно, данный класс коры выветривания подчиняется закону зональности, но этот закон действует на фоне более общих закономерностей, определяющих распространение сульфидных пород и руд. Такой общей закономерностью является распределение складчатых поясов, к которым приурочена подавляющая часть сульфидных рудных месторождений.

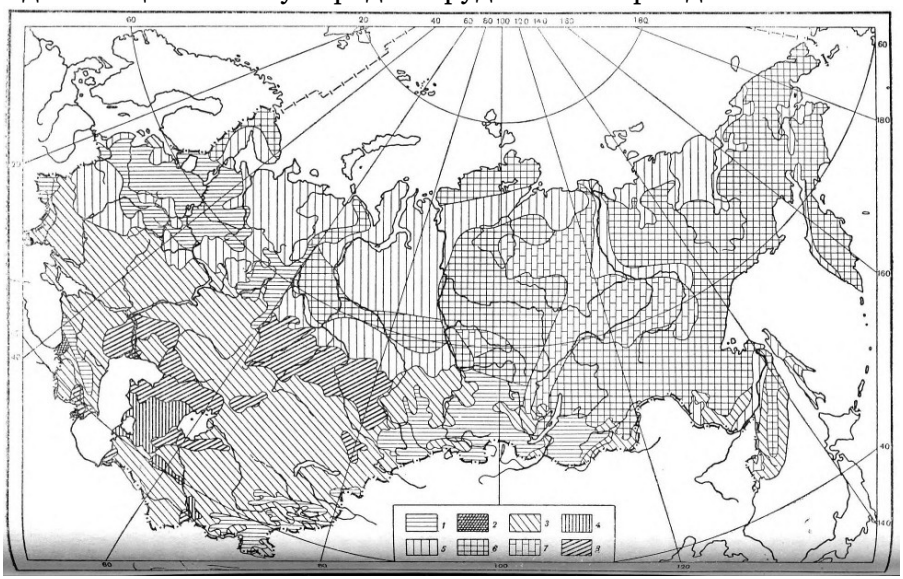


Рис. 15. Геохимические классы современной коры выветривания.

*А* — кора выветривания окислительного ряда: *1* — кислая, преимущественно гидрослюдистая; *2* — кислая каолинитовая и галлуазитовая (влажных субтропиков); *3* — кальциевая кора (карбонатная и бескарбонатная); *4* — хлоридно-сульфатная кора;

*Б* — кора выветривания глеевого ряда и комплексы глеевой и окислительной коры: *5* — кислая и нейтральная глеевая кора; *6* — кислая глеевая и кислая кора; *7* — карбонатная глеевая и карбонатная коры; *8* — кора выветривания в условиях засоления —рассоления (карбонатные, гипсовые, хлоридно-сульфатные, солонцовые в сочетании с глеевыми)

*Кислый класс коры выветривания* формируется в условиях влажного климата и сквозного промачивания. Богатый растительный покров в этом случае определяет энергичное поступление в кору из почвы углекислого газа, гумусовых кислот и других продуктов разложения растительных остатков. Количество катионов в грунтовом растворе недостаточно для нейтрализации этих кислых продуктов, в результате чего реакция вод сохраняется кислой и разложение минералов происходит в кислой среде. Это определяет вынос большинства металлов и замещение водородным ионом обменных катионов в поглощающем комплексе.

В кислой коре выветривания протекает глинообразование (каолинит, галлуазит, гидрослюды и т. д.). Кислый ортоэлювий характерен для большей части Урала, Балтийского щита, гор Дальнего Востока и многих районов Кавказа, Крыма, гор Южной Сибири. На севере Русской платформы преобладает кислый неоэлювий — продукт выветривания морены и других ледниковых отложений. Наиболее энергично кислое выветривание во влажных субтропиках Аджарии и Талыша; слабее оно протекает во влажном умеренном климате, например на Русской равнине, в Карпатах и еще слабее в холодном климате горных хребтов Севера (рис. 15).

Размещение кислой коры выветривания подчиняется климатической зональности, которая в значительной степени нивелирует роль пород. При длительном выветривании и на гранитах, и на базальтах, и на силикатных осадочных породах, и даже на известняках появляются в общем, сходные образования. Даже зона окисления сульфидов при длительном протекании процесса в условиях влажного климата и глубокого выщелачивания может в геохимическом отношении приблизиться к кислой коре выветривания силикатных пород. Однако на

ранних стадиях развития кислой коры выветривания роль горных пород выявляется более отчетливо и, например, коры на гранитах и базальтах различаются достаточно резко. На известняках во влажном климате на первых стадиях выветривания образуется не кислая, а карбонатная кора.

Таким образом, в районах влажного климата зональность не единственная закономерность размещения коры выветривания: наряду с преобладающим кислым классом здесь встречается карбонатная кора выветривания (на известняках) и сернокислая кора (на участках развития сульфидных пород и руд). Следовательно, в размещении коры выветривания зональность выражена менее отчетливо, чем в размещении почв.

Рассмотрим образование коры выветривания в условиях влажного и жаркого тропического климата (рис. 16). Благодаря изобилию тепла и влаги процессы разложения и промывания пород здесь идут исключительно интенсивно. Изучение этого процесса в Гвинейской Республике привело советского геохимика С. Л. Шварцева к выводу, что важнейшую роль в выветривании играет угольная кислота, образующаяся при разложении растительных остатков (создается кислая и слабокислая среда с pH = 3,5—6,5). В результате почти все первичные минералы разрушаются, продукты их выветривания частично выносятся, кора выветривания обедняется подвижными элементами (кальций, магний, натрий, калий, кремний) и относительно обогащается слабоподвижными (железо, алюминий, титан).

Особенно велико накопление железа при выветривании ультраосновных пород (перидотиты и др.), богатых этим элементом. Местами кора выветривания используется в качестве хорошей железной руды. Таковы, например, железорудные месторождения острова Кубы, где кора выветривания имеет мощность от 5 до 25 м. На породах, бедных железом, но богатых алюминием (например, сиенитах), продукты выветривания особенно обогащаются гидроокислами алюминия, представляющими собой ценную алюминиевую руду (элювиальные бокситы).

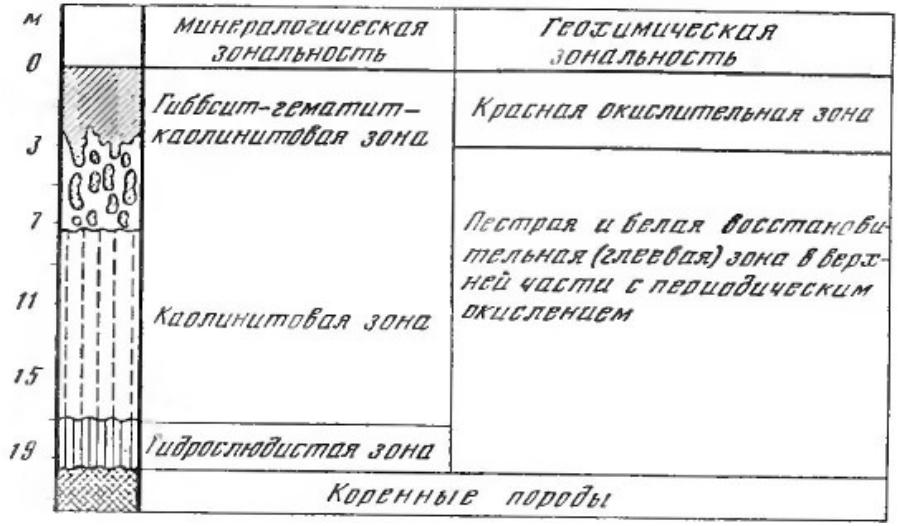



Рис. 10. Профиль коры выветривания в ландшафтах влажных тропиков (в основе схема М. А. Глазовской с дополнениями автора)

В низах коры выветривания концентрируются некоторые подвижные элементы, вынесенные из верхних горизонтов. При выветривании ультраосновных пород, обычно несколько обогащенных никелем, последний концентрируется в нижних горизонтах коры, что приводит к образованию «силикатных руд никеля». С этими процессами, протекавшими в прошлые геологические эпохи, связаны никелевые месторождения древней коры выветривания Урала, Казахстана, Марокко.

На гранитах во влажных тропиках кора выветривания содержит много каолинита — продукта выветривания полевых шпатов (каолиновая кора).

Иной минеральный состав имеет кислая кора выветривания в условиях влажного умеренного пояса, например в таежной зоне. Однако есть и общие черты, присущие всем формам кислой коры выветривания, — она не содержит сколько-нибудь заметного количества легкорастворимых солей и $CaCO_3$, бедна катионами, особенно кальцием для нее характерна высокая миграционная способность многих элементов. Типоморфный ион — $H^+$.

*Карбонатный (кальциевый) класс коры выветривания* широко распространен в степях и пустынях, т. е. в районах сухого климата. Во влажном климате эта кора характерна для первых стадий выветривания известняков,

В условиях сухого климата процессы выветривания проникают неглубоко и кора выветривания имеет малую мощность. При выветривании скальных пород, например

базальтов, кора представлена обломками пород, покрытыми корочкой углекислого кальция (обломочная обызвесткованная кора).

Наиболее подвижным и накапливающимся мигрантом здесь будет кальций, входящий в состав углекислой извести, а также в виде обменного катиона в поглощающий комплекс. Это богатство коры углекислой известью определяет ее слабощелочную реакцию, низкую миграционную способность железа и гумуса. Кальций является типоморфным элементом, хотя он и не преобладает по массе.

Карбонатный обломочный ортоэлювий скальных пород широко распространен в горных районах с засушливым климатом. Такова кора выветривания многих горных районов Средней Азии, Казахской складчатой страны, Южного Урала и Мугоджар, степей Забайкалья.

Кора выветривания осадочных пород в степях Русской платформы представлена карбонатным параэлювием. Это продукты выветривания палеогеновых и меловых пород Приволжской возвышенности, пермских красноцветов Заволжья. Так как эти породы содержат карбонат кальция, то в коре выветривания особенно много углекислого кальция.

На Средне-Русской, Волыно-Подольской возвышенностях, Окско-Донской низменности, на равнинах Крыма и Северного Кавказа выветриваются преимущественно лёссы и лёссовидные породы — продукты карбонатного выветривания прошлых эпох. В связи с этим современные процессы с трудом могут быть отделены от древнего выветривания и осадкообразования. Но все же и здесь под черноземными и каштановыми почвами формируется кора выветривания — карбонатный неоэлювий.

Основная закономерность размещения карбонатной коры выветривания — зональность. Влияние климата здесь еще более велико, чем в распространении кислой коры, напротив, роль пород минимальна. На породах любого состава (за исключением сульфидных руд) в сухом климате формируется карбонатная кора выветривания. Во влажном климате карбонатная кора выветривания формируется на известняках и других породах, богатых карбонатом кальция. Эта форма коры здесь неустойчива. Со временем, по мере выщелачивания углекислого кальция, на поверхности образуется глинистый элювий кислого типа.

За рубежом карбонатные коры изучены во многих аридных областях — на Ближнем Востоке, в Мексике, Австралии и т. д.

*Соленосный класс* образуется при выветривании соленосных пород в пустынях. Толщи пород, состоящие из слоев поваренной соли, гипса, засоленных глин и т. д., встречаются на территории

Средней Азии и Казахстана. Такова, например, самая высокая соляная гора СССР — Ходжа-Мумын в Южном Таджикистане, достигающая относительной высоты 900 м и сложенная в основном поваренной солью и гипсом.

Пропитанная легкорастворимыми солями кора выветривания может длительно сохраняться только в пустынях, так как при значительном увлажнении (например, в лесной зоне) растворимые соли вымываются. Очень своеобразен рельеф района развития подобной коры выветривания: в результате размывающей и растворяющей деятельности воды образуются резкие гребни, глубокие ущелья, пики, «соляные ножи», «соляные грибы», воронки и другие специфичные формы микрорельефа (соляной карст).

Пропитанная солью сухая почва почти совершенно бесплодна, в связи с чем районы развития соленосной коры выветривания имеют крайне пустынный облик. Хлор, натрий и частично сера — типоморфные ионы этой коры выветривания.

Соленосная кора кроме натрия, хлора и серы обычно содержит и другие элементы, в частности кальций в виде гипса, а также кремний, алюминий и железо, входящие в состав глинистых примесей. Однако именно наиболее подвижные элементы определяют геохимическое своеобразие данной формы коры выветривания и особенно связанных с ней почв, вод и организмов.

**Глеевая кора выветривания второго ряда.** Она формируется под глеевыми почвами преимущественно на гумидных равнинах. Наиболее распространен кислый глеевый класс, для которого характерны кислая реакция среды, вынос катионов и образование глинистых минералов, преимущественно гидрослюдистого типа. Однако в отличие от кислой коры здесь приобретают высокую миграционную способность железо и марганец, частично также фосфор и некоторые редкие элементы.

Кислое глеевое выветривание широко распространено в северной части Русской платформы, на большей части Западно-Сибирской низменности. На плоских водоразделах здесь развит кислый глеевый неоэлювий (он формируется и под верховыми торфяниками). Эта кора представлена подпочвенными сизыми глеевыми горизонтами, обедненными железом и марганцем.

В районах многолетней мерзлоты мерзлый горизонт является естественным водоупором, вызывающим заболачивание. В связи с этим на границе с мерзлой толщей также энергично развивается глеевое выветривание.

Распространение кислой глеевой коры выветривания на севере Европы и Азии, несомненно, связано с климатом и

подчиняется зональности. Важнейшим фактором распространения этой коры в Восточной Сибири и в горах Дальнего Востока наряду с климатом являются мерзлые толщи.

*Карбонатное глеевое выветривание* развивается в условиях нейтральной и слабощелочной восстановительной среды, определяющей миграцию железа и марганца. При этом миграция железа происходит на сравнительно небольшие расстояния и с малой интенсивностью, а марганец мигрирует энергично.

**Кора выветривания сульфидного — третьего ряда.** На земной поверхности эта кора не образуется, но горизонты с сероводородной обстановкой или сульфидами могут возникать в нижней части коры выветривания окислительного ряда. Так, в зонах окисления сульфидных месторождений сернокислые растворы, мигрируя вниз, реагируют с первичными сульфидами:

$MeS + H_2SO_4 \rightarrow MeSO_4 + H_2S$.

Большое значение приобретают и различные микрогальванические пары, т. е. электрохимические явления, изученные Г. Б. Свешниковым, Л. К. Яхонтовой и другими учеными.

Горизонты с сероводородной средой известны также в низах коры выветривания углеродистых пиритизированных сланцев и других пород с сульфидами. Ю. Е. Сает и др. описали в коре выветривания медноколчеданных месторождений Мугоджар нижние сероголубые восстановленные глинистые горизонты с пиритом (верхняя часть коры, красная с гидроокислами железа). Л. Д. Кудерина описала аналогичные явления и зоне окисления месторождения Жайрем в Центральном Казахстане.

# Водоносные горизонты

В конце 20-х годов Вернадский приступил к грандиозной работе — составлению монографии по минералогии и геохимии природных вод. Ученый считал воду особым минералом, выделил сотни ее видов. Впервые с единых геохимических позиций были рассмотрены такие различные образования, как льды Арктики, воды черных тропических рек, глубокие подземные рассолы и многие другие воды.

В 1933—1936 гг. были опубликованы три выпуска «Истории природных вод». Вернадский писал, что «История природных вод» на первой части должна прекратиться, так как «годы автора вряд ли дадут ему возможность закончить этот труд». Но и то, что было сделано, оказало огромное влияние на научную мысль, в том числе на развитие науки о подземных водах — гидрогеологии. Постепенно в ней стало оформляться особое направление — гидрогеохимия (геохимия подземных вод).

Зарождение гидрогеохимии А. М. Овчинников датирует 1929 г., когда Вернадский в своем докладе Российскому минералогическому обществу сформулировал задачи нового направления. Термин же «гидрогеохимия» появился лишь через 10 лет, в 1938 г., в трудах коллектива гидрогеологов Центрального института курортологии в Москве. Широкое развитие гидрогеохимических исследований началось в СССР в 50-х годах. Как и другие современные отрасли знания, гидрогеохимия относится к числу «гибридных наук»: она возникла в результате взаимодействия наук, синтеза многих идей и методов. В качестве второго главного ее источника следует назвать советскую гидрогеологическую школу, развитую Ф. П. Саваренским, Г. Н. Каменским, В. А. Приклонским, А. И. Силиным-Бекчуриным и другими выдающимися учеными. Особенно большую роль сыграли представления о зависимости состава подземных вод от их динамики. В исключительно ясной форме эти идеи разработал талантливый гидрогеолог Н. К. Игнатович (1899—1950).

**Вертикальная зональность подземных вод.** В верхней части земной коры Игнатович выделил три основные зоны по интенсивности водообмена. Самая верхняя — *зона интенсивного водообмена*, где подземный сток тесно связан с поверхностным, подземные воды дренируются реками, движутся сравнительно быстро, водообмен осуществляется за десятки, сотни, тысячи и сотни тысяч лет. В районах с влажным климатом воды маломинерализованпые (пресные). Мощность этой зоны обычно

не превышает 500 м, но в горных районах может быть и более 1000 м. В геологическом смысле это молодые воды, образующиеся за счет инфильтрации атмосферных осадков, часто содержащие растворенный кислород (окислительные). В засушливых районах возможна испарительная концентрация вод в депрессиях рельефа и их концентрация вплоть до рассолов (например, в солончаках).

Глубже расположена *зона замедленного водообмена*, где водообмен осуществляется приблизительно за 1 млн. лет. Воды здесь более минерализованные, часто нагретые, они длительное время соприкасаются с горными породами и выщелачивают из них растворимые компоненты. Воды не содержат свободного кислорода, характеризуются восстановительными условиями, обогащены сероводородом, метаном, углекислым газом.

Самая глубокая — *зона весьма замедленного водообмена*, где водообмен осуществляется лишь в масштабе целых геологических периодов, т. е. за миллионы и сотни миллионов лет. Часто это глубинные (местами более 3 км) горячие воды артезианских бассейнов, древние, сильно-минерализованные (вплоть до рассолов) с восстановительной средой.

Дальнейшие исследования показали, что вертикальная зональность подземных вод не столь проста, как казалось вначале, и, например, в некоторых артезианских бассейнах пресные воды залегают под солеными. Много нового в этот вопрос внесли исследования И. К. Зайцева, Ф. А. Макаренко, Е. В. Пиннекера, А. В. Щербакова и других гидрогеологов. Однако основная идея осталась незыблемой, наоборот, она получила еще большее подтверждение — состав подземных вод тесно связан с их динамикой. Именно подвижность определяет химизм вод, а не состав вмещающих пород.

Учение о вертикальной зональности подземных вод связало гидрогеологию с тектоникой, установило огромное влияние на состав вод поднятий и опусканий блоков земной коры, т. е. тектонической истории района. Как подметил А. М. Овчинников, современная наука опровергла казавшееся бесспорным представление античных ученых о том, что вода такова, каковы породы, по которым она протекает. В действительности вода такова, какова геологическая история района, в котором она находится (рис. 17).

**Развитие гидрогеохимии в СССР.** Становление и развитие гидрогеохимии во многом связано с именем А. М. Овчинникова, которому принадлежит первая монография, систематически излагающая основы этой науки. Овчинников был талантливым исследователем и педагогом — создателем гидрогеохимическй

школы Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе, в котором он преподавал почти 40 лет (с 1930 г. до конца жизни). Среди многообразных научных интересов ученого важное место занимали вопросы геохимии минеральных вод, образования гидротермальных рудных месторождений, гидрогеохимические методы их поисков, ядерная гидрогеология. Во все эти разделы науки его вклад был значительным.

В последние десятилетия гидрогеохимические исследования в СССР получили большое распространение. Кроме Москвы, Ленинграда, Томска и других научных Центров РСФСР возникли самостоятельные научные школы в Армении, Казахстане, на Украине, в Белоруссии, в Узбекистане и других республиках.

Александр Михайлович ОВЧИННИКОВ (1904—1969)

Внедрение новых методов анализа позволило определить в подземных водах свыше 60 химических элементов, изучить

изотопный состав вод, решить на этой основе различные практические задачи, в частности разработать особый гпдрогеохимический метод поисков рудных месторождений.

**Водоносные горизонты — биокосные системы.** Многие подземные воды относятся к биокосным системам, так как их химизм связан с деятельностью бактерий. Последние широко распространены в грунтовых водах, они обнаружены и в пластовых водах на глубине в несколько тысяч метров.

Первые сведения о бактериях в глубинных нефтяных водах доставил еще в 1901 г. инженер В. Шейко, работавший на нефтяных промыслах Баку. Однако в то время этому факту не придали значения, и только через четверть века, в 1926 г., почти одновременно американский ученый Б. Бастин и советский ученый Т. Л. Гинзбург-Карагичева опубликовали статьи о нахождении сульфатредуцирующих бактерий в пластовых водах нефтяных месторождений.

«Критическая температура» деятельности микроорганизмов близка к 80°, а по некоторым данным даже к 100°. Поэтому нижнюю границу деятельности микроорганизмов обычно проводят по изотерме 100°, которая, по В. А. Покровскому, на Русской платформе расположена на глубине от 2,9 до 5,5 км, в так называемых передовых прогибах (Прикарпатье, Предкавказье и т. д.) — на глубине 1,5—2,9 км. В районах развития кристаллических пород, например на Кольском полуострове, эта граница предположительно находится на глубине 10—15 км. Сравнительно низкие температуры (менее 100°) — только одно из условий, необходимых для деятельности микроорганизмов. Другое не менее важное условие — наличие пищи, преимущественно органических соединений, а также кислорода, необходимого для дыхания, т. е. для окисления соединений.

Почти все подземные воды содержат растворенное органическое вещество. Больше всего его содержится в водах нефтяных и газовых месторождений (сотни миллиграммов в 1 л). Особенно большие исследования в направлении органической гидрогеохимии провели советский гидрогеолог М. Е. Альтовский и его ученик В. М. Швец.

В подземных водах обнаружены органические кислоты, углеводороды, фенолы, спирты и другие соединения. Много подобных веществ растворено и в грунтовых водах тайги и тундры, часто имеющих коричневый цвет. Но даже наиболее бедные «органикой» подземные воды содержат в 1 л доли миллиграмма органического углерода.

Таким образом, пищи для бактерий в большинстве подземных вод достаточно. Следовательно, остается решить последний

вопрос: где они могут добыть кислород, чтобы окислить органические вещества и получить энергию, необходимую для жизнедеятельности? В верхних горизонтах подземных вод, содержащих растворенный кислород, развиваются аэробные бактерии. В более глубоких горизонтах подземных вод, а местами и в грунтовых водах, в болотах и солончаках, свободного кислорода нет. Там развиваются анаэробные бактерии, способные отнимать кислород у сульфатов, нитратов, гидроокислов железа, марганца и других окисленных соединений. В результате эти соединения восстанавливаются и в водах появляются $H_2$, $H_2S$, $NH_3$, $Fe^{2+}$, $Mn^{2+}$ и прочие восстановленные формы элементов, а кислород расходуется на окисление органических веществ с образованием углекислого газа. Так, в результате жизнедеятельности микроорганизмов происходит глубокое изменение химического состава подземных вод, они становятся химически высокоактивными и совершают в земной коре большую работу — изменяют горные породы. За время геологической истории бактерии окислили в земной коре огромное количество органических веществ, «съели» целые месторождения нефти, изменили состав многих осадочных пород. Для характеристики геохимической деятельности подземных вод, их работы по преобразованию горных пород используют термины «гидрогенез», «катагенез», «эпигенез».

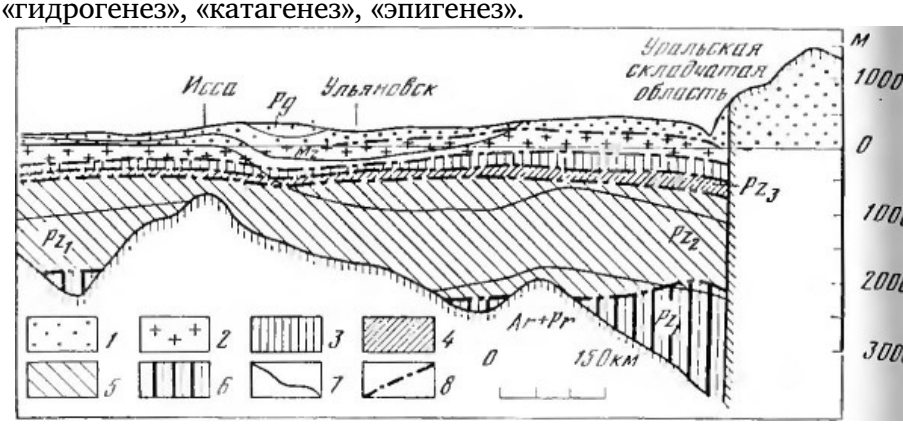



Рис. 17. Схематический разрез Волго-Камского артезианского бассейна (по Б. Н. Архангельскому, 1958).

*1* — зона с минерализацией воды до 1 г/л (интенсивного водообмена); *2* — зона с минерализацией воды до 10 г/л (замедленного водообмена?); *3* — зона с минерализацией воды до 50 г/л (замедленного водообмена ?); зона весьма замедленного водообмена: *4* — с минерализацией воды до 100 г/л; *5* — с минерализацией воды до 270 г/л; *6* — с минерализацией воды более 270 г/л; *7* — стратиграфические границы; *8* — граница гидрохимических зон

Подземная гидросфера расчленяется на биокосные системы различного уровня организации. К более высокому уровню относятся артезианские бассейны, к более низкому — водоносные горизонты.

В районах распространения осадочных горных пород обычно наблюдается чередование пластов, плохо проницаемых для подземных вод (как, например, глин) и хорошо проницаемых, к которым относятся пески, трещиноватые известняки и другие породы. Они часто насыщены водой и представляют собой водоносные горизонты.

Для изверженных и других скальных пород характерно размещение подземных вод в трещинах, зонах разломов; такие воды именуются трещинными, жильными и т. д. В этом случае можно говорить о биокосных системах, аналогичных водоносным горизонтам (однако меньшее содержание органического вещества часто определяет и меньшую геохимическую активность бактерий).

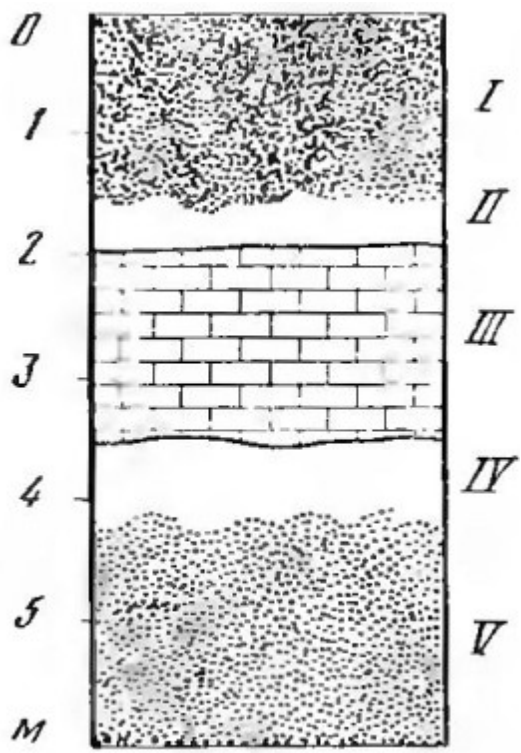



Рис. 18. Былой водоносный горизонт в верхнемеловых красноцветах долины реки Сох (Южная Фергана).

Водоупорные породы: I и V — красный алевролит; II в IV — оглеенный алевролит. Водопроницаемые породы: III — трещиноватый известняк

Автор книги показал, что водоносный горизонт представляет собой биокосную систему, по своей сущности и уровню организации близкую к почве, коре выветривания, илам. В результате выявилась необходимость изучения водоносных горизонтов с геохимических и системных позиций. Важная особенность системного подхода состоит в том, что вода и вмещающие породы рассматриваются как равноправные объекты исследования, как жидкая и твердая фазы единой системы. Отсюда следует вывод, что вода и порода должны изучаться с равной степенью детальности.

К водоносному горизонту относятся не только породы с движущейся гравитационной водой, но и прилегающие части водоупоров, в которых развиваются явления диффузии и изменения пород. Таким образом, и водоносные горизонты, аналогично почве, илу и коре выветривания, дифференцированы на подгоризонты по вертикали, т. е. они имеют свой профиль.

Следует различать также былые водоносные горизонты в которых подземные воды отсутствуют, но существовали в прошлом и оставили следы в виде ожелезнения, оглеения, карбонатизации, огипсования и т. д. (рис. 18). Изучая подобные горизонты, можно восстановить химический состав и другие особенности былых подземных вод, т. е. решать задачи палеогидрогеологии и палеогидрогеохимии. Но, пожалуй, еще важнее практическая сторона вопроса — к современным и былым водоносным горизонтам приурочены рудные тела месторождений полезных ископаемых, которые образовались на участках резкого изменения состава вод — так называемых геохимических барьерах. Таковы, например, «медистые песчаники», давно известные в науке о рудных месторождениях.

Среди водоносных горизонтов выделяются те же ряды и классы, что и среди почв, илов, кор выветривания. И для водоносных горизонтов основные различия связаны с окислительно-восстановительными условиями, что позволяет выделить три основных ряда водоносных горизонтов — с окислительной средой (кислородные), глеевые и сероводородные.

В этом вопросе подход автора отличается от многих классификаций, принятых в гидрогеологии и гидрохимии, где в основу выделения типов и классов вод кладется степень минерализации и ионный состав вод (ультрапресные, пресные, солоноватые и т. д.). Развивая идеи В. И. Вернадского и А. М. Овчинникова, автор полагает, что газовый состав вод, определяющий окислительно-восстановительные условия, имеет большее таксономическое значение, чем их ионный состав.

В водоносном горизонте могут наблюдаться различные условия, например в примыкающих частях водоупоров, где происходит застаивание капиллярной воды, физикохимическая обстановка часто более восстановительна, чем в средней части горизонта, сложенной водопроницаемыми породами. Согласно принципу централизации, классифицируя водоносные горизонты, следует учитывать особенности той его части, где наиболее энергично работают микроорганизмы, определяющие геохимическое своеобразие данной биокосной системы в целом.

Водоносные горизонты с окислительной средой (кислородные) первого ряда. Они обычно имеют рыжий или желтый цвет от пленок гидроокислов железа, покрывающих частицы пород. Поэтому водоносные горизонты первого ряда легко диагностировать по цвету пород. Это относится как к современным, так и к былым водоносным горизонтам. Кислородный состав вод определяет присутствие аэробных бактерий, энергично окисляющих органические вещества.

Ранее полагали, что свободный кислород в основном характерен для грунтовых вод, в то время как в подземных водах господствует восстановительная бескислородная среда. Гидрогеохимик А. И. Германов в начале 50-х годов показал, что в складчатых областях в районах развития горного рельефа кислород по трещинам проникает на многие сотни метров. Еще более интересные факты обнаружили Я. Б. Смирнов и известный исследователь подземных вод Средней Азии Б. А. Бедер. Оказалось, что в Приташкентском артезианском бассейне кислородные подземные воды проникают на глубину до 2 км. Все эти данные были обобщены на Газогидрогеохимической карте СССР, составленной под редакцией А. В. Щербакова и изданной в 1975 г. (на ней впервые показаны границы распространения свободного кислорода в подземных водах).

С другой стороны, на заболоченных равнинах Севера, например, в тундре и северной тайге, кислород отсутствует и в грунтовых водах.

В последние десятилетия было доказано, что кислородные воды на приподнятых крыльях артезианских бассейнов местами глубоко проникают в толщи восстановленных (сероцветных) пород, формируя зоны пластового окисления (ЗПО) рыжего цвета (рис. 19).

Большое влияние на кислородные грунтовые воды оказывает климат, и воды полярных стран отличаются от вод тропиков. Поэтому и среди грунтовых вод, вероятно, следует выделять типы, аналогичные типам почв и илов. Однако вопрос этот недостаточно ясен, и ниже сразу будут рассмотрены

геохимические классы водоносных горизонтов. Что же касается пластовых водоносных горизонтов, то, хотя здесь влияние климата, по некоторым данным, сказывается до глубины в несколько тысяч метров, все же оно не столь велико. Поэтому для глубоких вод кислородный ряд можно подразделить на классы по щелочно-кислотным и прочим условиям. Это сернокислые, кислые, слабокислые частично нейтральные, нейтральные и слабощелочные (пресные), соленосные и содовые водоносные горизонты. Для каждого класса характерны определенные парагенные и запрещенные ассоциации элементов, а также изменения в горных породах.

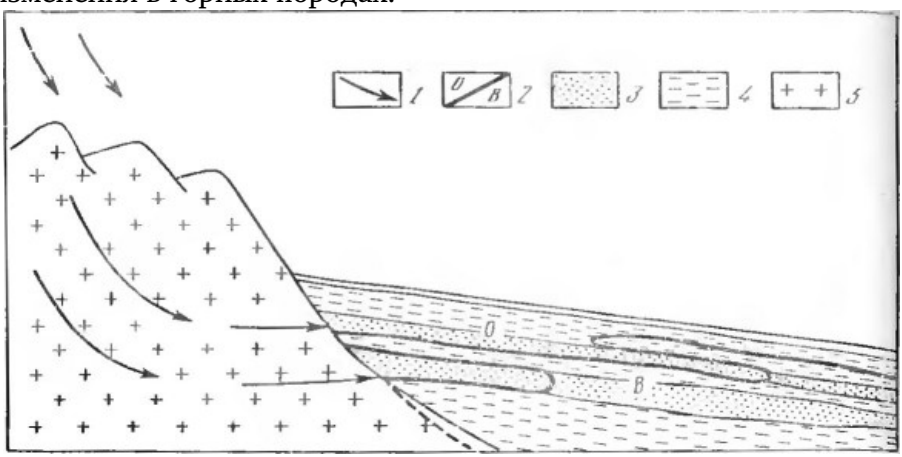



Рис. 19. Схема формирования зональности водоносных горизонтов.

*1* — пути инфильтрации кислородных вод; *2* — граница между зонами с окислительными условиями (*O*) и восстановительными условиями (*B*); *3* — песчаные водоносные горизонты; *4* — водоупорные глины; *5* — области питания артезианских вод, сложенные скальными трещиноватыми породами

**Глеевые водоносные горизонты второго ряда.** Глеевые грунтовые воды широко распространены на равнинах с влажным климатом (тундра, тайга, влажные тропики) и гораздо меньше — в аридных районах. В глубоких пластовых и трещинных водах глеевая среда встречается очень часто. Особенно удачным объектом для изучения пластового оглеения оказались породы красноцветной формации, с которыми читатель уже познакомился на страницах книги.

В красноцветах глеевые подземные воды изменили красную окраску пород на зеленую, сизую, серую, в связи с чем былую деятельность подземных вод легко диагностировать непосредственно в поле — у обнажения, рассматривая керн

буровой скважины.

Впервые с этими явлениями я познакомился в 1938 г. в хребте Кунгей-Алатау в Северной Киргизии. Многое тогда казалось загадочным, и в частности происхождение зеленых полос среди красных глин и песчаников. Позднее в пустынных районах Гоби (Монгольская Народная Республика) и особенно в Средней Азии на пути маршрутов постоянно встречались красные горы и обрывы, чередование красных и зеленых полос в разрезе. Мысль невольно возвращалась к загадке их происхождения.

Однажды при наблюдении красноцветов у меня возникло предположение, что зеленые полосы на красном фоне — это следы процессов оглеения, которое могло быть вызвано подземными водами. Сопоставляя наблюдения (пригодились и воспоминания о монгольских обнажениях Гоби), я убедился в исключительно широком развитии оглеения в красноцветной формации, в большом геохимическом значении данного процесса.

В красноцветах, мощность которых достигает сотен и даже тысяч метров, многократно переслаиваются песчаники и алевролиты, реже среди них встречаются прослои галечников, гравелитов, глин и известняков. Напомним, что в красный цвет эти породы окрашены окислами и гидроокислами железа, облекающими в виде тонкой пленки пылеватые, песчаные и глинистые частицы.

Полосы и зоны пятнистой красно-зеленой или однородной синевато-зеленой, светло-серой или белесой окраски обычно представляют собой песчаники, гравелиты, конгломераты. Мощность таких полос колеблется от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Края их неровные: как правило, такие горизонты через пятнистую сизо-красную зону переходят в преобладающие красные породы.

Ранее некоторые ученые полагали, что при осадкообразовании в условиях восстановительной среды откладывались зеленоватые (серые, сизые) пески, а в условиях окислительной — красные алевролиты. Нетрудно убедиться, что при осадкообразовании возникли бы обратные соотношения — пески, откладывающиеся из быстротекущих и, следовательно, богатых кислородом вод, имели бы красно-бурую окраску, а алевролиты и глины, осаждающиеся в более застойных условиях, — зеленоватую, сизую и т. д. Однако это противоречие не привлекало должного внимания.

Изучая сизые, зеленоватые и белесые горизонты и слои красноцветов, я пришел к выводу, что они представляют собой былые водоносные горизонты, окраска которых изначально была красной. Подземные воды, естественно, двигались по более

проницаемым горизонтам — пескам и гравелитам, а также по трещиноватым известнякам. Если воды залегали глубоко, то они могли не содержать свободного кислорода и восстанавливать соединения железа, т. е. переводить $Fe^{3+}$ в $Fe^{2+}$. В результате соединения $Fe^{3+}$ восстанавливались и переходили в раствор, мигрируя вместе с подземными водами. Частицы пород, лишаясь «железистой рубашки», приобретали светло-серую, белую, сизую или зеленоватую окраску. Иногда железо только переходило из одной формы в другую, не мигрируя. При этом красная окраска заменялась зеленой.

Глины и алевролиты, примыкающие к водоносному горизонту вследствие капиллярного впитывания, также содержали воду, и в них развивались восстановительные процессы. В результате и эти слои приобретали сизозеленую или пятнистую окраску, которая распространялась на десятки сантиметров от контакта глины с песками.

Геохимическая деятельность подземных вод местами была столь интенсивной, а число водоносных горизонтов столь велико, что породы красноцветной формации чрезвычайно сильно изменились: почти все «пленочное» железо было перераспределено. Лишь средние части алевролитовых и глинистых горизонтов сохранили свою первоначальную окраску, местами она проявлена только в форме пятен. Породы в таких районах приобрели пеструю окраску, создающую впечатление хаоса красных, белых, охристо-ржавых полос и пятен. И только внимательное рассмотрение позволяет установить строгую закономерность в распределении окраски: чередование в разрезе былых водоносных и водоупорных горизонтов. Подобные породы нередко именуются пестроцветными. Следовательно, некоторые пестроцветы образовались из красноцветов в результате их переработки подземными водами (рис. 20).

Оглеение пермских красноцветов установлено автором и Е. Н. Борисенко во многих районах Приуралья и Заволжья: в Татарской, Удмуртской и Башкирской АССР, Пермской и Оренбургской областях. Широко распространены эти явления в меловых и палеогеновых красноцветах Средней Азии. Это преимущественно карбонатное, но местами также содовое оглеение. Возможны и другие классы. Е. Н. Борисенко доказала, что при карбонатном оглеении красноцветов мигрируют медь, свинец и другие рудные элементы.

Оглеение под воздействием подземных вод было широко распространено в прошлые геологические эпохи, многочисленные его следы обнаружены и в других формациях — меловых песках Подмосковья (Клинско-Дмитровская гряда и др.), Средне-Русской

возвышенности (район Курской магнитной аномалии), Окско-Донской низменности и т. д. Сильно оглеены плиоценовые и миоценовые пески Молдавии, олигоценовые пески Приташкентского района, породы юрской угленосной формации Средней Азии и Забайкалья.

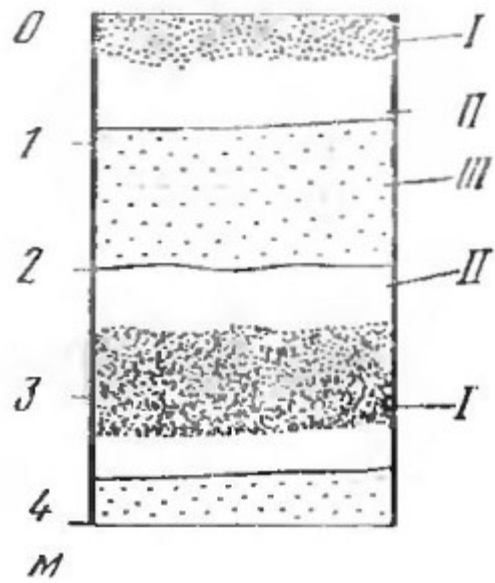



Рис. 20. Оглеенные красноцветы.

*I* — красноцветные алевролиты; *II* — оглеенные алевролиты (зеленые, изначально красные); *III* — оглеенные песчаники (серые, зеленые, изначально красные)

Глеевые водоносные горизонты характерны также для участков нефтяных и газовых залежей (в водах много органических веществ — пищи для микробов, работающих энергично). Особо благоприятные условия для деятельности микробов создаются на водонефтяных контактах, где микроорганизмы, окисляя органическое вещество нефти, продуцируют $CO_2$, органические кислоты[9]. В результате на контакте pH вод понижается и карбонаты водовмещающих пород растворяются по известной схеме (кислый глеевый класс):

$$\frac{CaCO_3}{\text{твердая фаза}} + H_2O + CO_2 \rightleftarrows \frac{Ca(HCO_3)_2}{\text{раствор}}.$$

Гидрокарбонатные растворы, содержащие повышенное количество $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $Fe^{2+}$, $Mn^{2+}$, мигрируют в сторону от водонефтяного контакта, где в водоносных горизонтах микробиологическая деятельность развивается слабее и pH выше.

В результате происходит осаждение вторичных эпигенетических карбонатов, цементирующих пласт. Эти явления были описаны на нефтяных месторождениях Среднего Поволжья, Кубани, Средней Азии.

Новые интересные данные доставило изучение нефтегазоносных бассейнов Сибири. Б. А. Лебедев, А. А. Розин, З. Я. Сердюк и др. установили широкое распространение в Западной Сибири эпигенетической каолинизации и карбонатизации. Так, в Межовском районе в юрских отложениях на глубине 2500 м полевые шпаты, слюды, хлориты превращены в каолинит. Здесь же развиваются и вторичные карбонаты. Эпигенетические изменения носят «игольчатый» характер, часто они приурочены к зонам разломов. Аналогичные явления установлены в районе Шаима, Сургута, Чебачья, Мельджино. Изменения происходили в восстановительных условиях, так как среди вторичных карбонатов присутствует не только кальцит, но и сидерит, анкерит. Следовательно, железо мигрировало и среда была глеевой. Каолинизация возможна только в кислой среде, а осаждение карбонатов — в нейтральной и щелочной. Это однозначно решает вопрос о последовательности процессов — сперва кислая глеевая каолинизация, потом окарбоначивание каолинизированных горизонтов.

Р. В. Королева и Б. А. Лебедев описали подобную кислотно-щелочную зональность в триасовых песчаниках Лено-Вилюйской нефтеносной области. Так, на Средне-Вилюйском газовом месторождении в водоносных горизонтах на глубине 2,5—3,5 км в песчаниках наблюдается следующая эпигенетическая зональность:

| **Зона изменения** | **Состав цементов** |
|---|---|
| Выщелачивания (кислая) | Каолинит с примесью хлорита |
| Отложения вторичных минералов (щелочная среда) | Карбонаты, кварц, альбит, цеолиты, монтмориллонит, хлорит |
| Неизмененных пород | Монтмориллонит, хлорит, гидрослюды, смешаннослойные минералы, каолинит |

Как и в Западной Сибири, вторичные минералы представлены кальцитом, анкеритом и сидеритом, что указывает на глеевый характер вод. Эпигенетическая каолинизация в нефтеносных породах известна также в Предкавказье, Мангышлаке, Волго-Уральской области, Прибалханском районе, во многих районах США, Северной Африки. С этим процессом связано формирование коллекторов для нефти и газа, так как при каолинизации пористость песчаников увеличивается. В карбонатных породах

коллекторы образуются за счет растворения $CaCO_3$ под влиянием углекислых вод. Вторичные карбонаты откладываются по периферии коллекторов, т. е. и здесь имеет место щелочно-кислотная зональность.

Хотя причины кислотно-щелочной глеевой зональности в осадочных породах трактуются по-разному, в геохимическом аспекте главным виновником является один элемент — углерод, точнее, углекислый газ.

Одним из универсальных источников углекислого газа служит окисление микробами органических веществ битумного (нефтяного) или угольного ряда. Эти процессы протекают везде, где имеются вода и органическое вещество и температура не слишком высока. Естественно, что наиболее энергично они развиваются в местах скопления органического вещества, например на водонефтяных контактах.

Вторым источником углекислого газа служит разложение карбонатов. Термическая диссоциация $CaCO_3$ требует многих сотен градусов и может развиваться лишь в зонах магматизма и метаморфизма. Такой метаморфогенный и магматогенный углекислый газ мог играть роль в рассматриваемых процессах, однако доказать его участие довольно трудно.

В процессах кислого глеевого выщелачивания и каолинизации, вероятно, определенную роль играют органические кислоты, весьма характерные для вод, связанных с нефтяными месторождениями.

**Водоносные горизонты сероводородного (сульфидного), третьего ряда.** Одним из источников сероводорода служит десульфуризация. Именно поэтому «нефтяные воды» часто являются бессульфатными. Однако биохимическое образование сероводорода за счет восстановления сульфатов характерно для более высоких горизонтов нефтяных и газовых месторождений. Вместе с тем содержание сероводорода в нефтяных газах во многих районах возрастает с глубиной, что указывает на другой источник его. Такой глубинный сероводород был обнаружен в больших количествах на многих газовых месторождениях. Он предъявляет большой интерес как серное сырье: в СССР — в Оренбургской области, в США (в Техасе некоторые газы содержат до 80—97% сероводорода), Канаде, Франции, ФРГ. Сероводород поступает с больших глубин, где господствует высокая температура и невозможна десульфуризация. Л. А. Анисимов предполагает, что этот газ образовался в результате термокаталитического разложения сернистых нефтей и других сероорганических соединений.

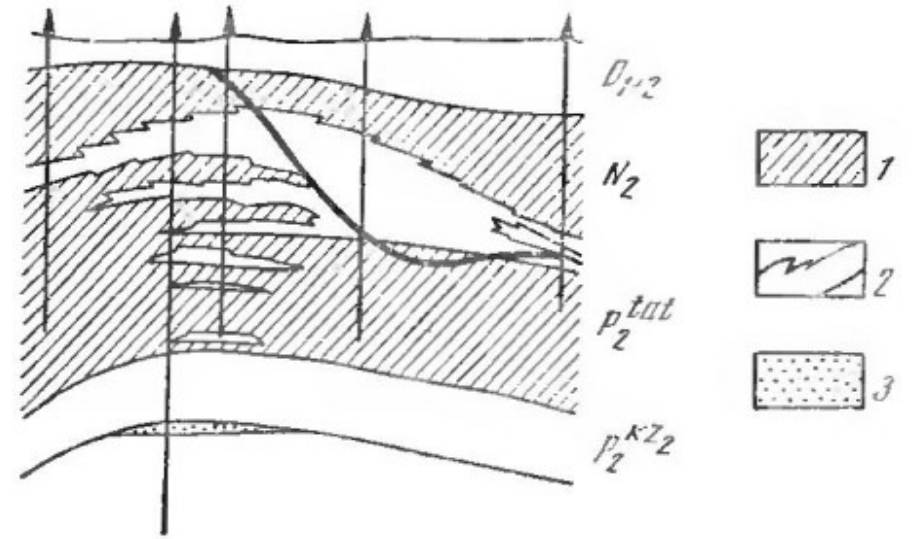



Рис. 21. Изменения красноцветных пород под влиянием нефтяной залежи в Куйбышевском Заволжье (по Л. Н. Задову и С. Я. Вайнбауму, 1952).

*1* — красноцветные отложения; *2* — сероцветные измененные породы; *3* — нефтяная залежь

Сероводородные (сульфидные) водоносные горизонты формируются также и вне нефтегазоносных провинций — везде, где в подземных водах много сульфатов, есть органическое вещество и нет свободного кислорода. Нередко такие воды имеют важное бальнеологическое значение, к районам их распространения приурочены курорты типа Мацесты, Пятигорска и др.

Былые водоносные горизонты третьего ряда легко диагностируются по окраске — часто они имеют серый или черный цвет за счет тонкорассеянного пирита (рис. 21). К таким горизонтам приурочены рудные тела сульфидных месторождений, особенно медных (некоторые «медистые песчаники»). Преобладает здесь нейтральный карбонатный сульфидный класс, хотя известны и соленосно-сульфидные и содовые сероводородные водоносные горизонты.

**Геохимические классы грунтовых вод СССР.** Еще в начале XX в. П. В. Отоцкий показал, что грунтовые воды подчиняются зональности. Эти представления в конце 20-х годов подробно развил В. С. Ильин. Ныне горизонтальная зональность грунтовых вод изучена очень хорошо (О. К. Ланге, Г. Н. Каменский, И. В. Гарманов и др.). Среди грунтовых год СССР известны все 15 классов; наиболее распространенные из них показаны на рис. 22.

# Поверхностные воды

Раздел геохимии, изучающий поверхностные воды, именуют гидрохимией (геохимия речных вод, озер, океана и т. д.).

В верхних горизонтах водоемов, куда проникает солнечный свет, развивается фотосинтез — из углекислого газа, воды, минеральных солей образуются сложные органические вещества. Эту работу в основном выполняют зеленые, сине-зеленые и другие водоросли. Одновременно, как и в других биокосных системах, происходит разложение органического вещества главным образом в результате деятельности микроорганизмов. В каждом миллилитре речной воды содержатся сотни тысяч и миллионы бактерий, например, в Волге у Куйбышева — 13 млн., в Москве-реке — 0,4—1,3 млн., в Кубани — 1,5—5,8 млн. Таким образом, в освещаемых горизонтах поверхностных вод развиваются противоположные процессы образования и разложения органических веществ, в совокупности составляющие единый биологический круговорот атомов. В этом отношении верхние горизонты вод близки к ландшафтам.

В глубоких водных слоях, куда солнечный свет не проникает, возможно только разложение органических веществ, т. е. эти слои аналогичны почвам, илам, коре выветривания и водоносным горизонтам.

Поэтому и геохимическая систематика поверхностных вод может быть построена по уже известному читателю принципу разделения на три ряда — кислородных, глеевых и сероводородных вод.

В подавляющем большинстве поверхностные воды содержат растворенный кислород, который постоянно поступает в них из атмосферы и за счет фотосинтеза водных растений. В архее до появления зеленых растений, т. е. миллиарды лет назад, поверхностные воды относились ко второму, глеевому, ряду. В современную эпоху глеевая обстановка местами создается в таежных реках и озерах зимой под слоем льда. Свободный кислород здесь расходуется на дыхание рыб, окисление растворенных органических соединений; поступление кислорода из атмосферы затруднено из-за ледяного панциря. В результате содержание кислорода резко понижается, рыба начинает задыхаться, происходит ее «замор», известный на реках Западной Сибири, белорусского Полесья и других лесисто-болотистых низменностей. Естественно, что при вскрытии ледяного покрова глеевый состав вод сменяется на окислительный. В целом такие воды относятся к первому ряду.

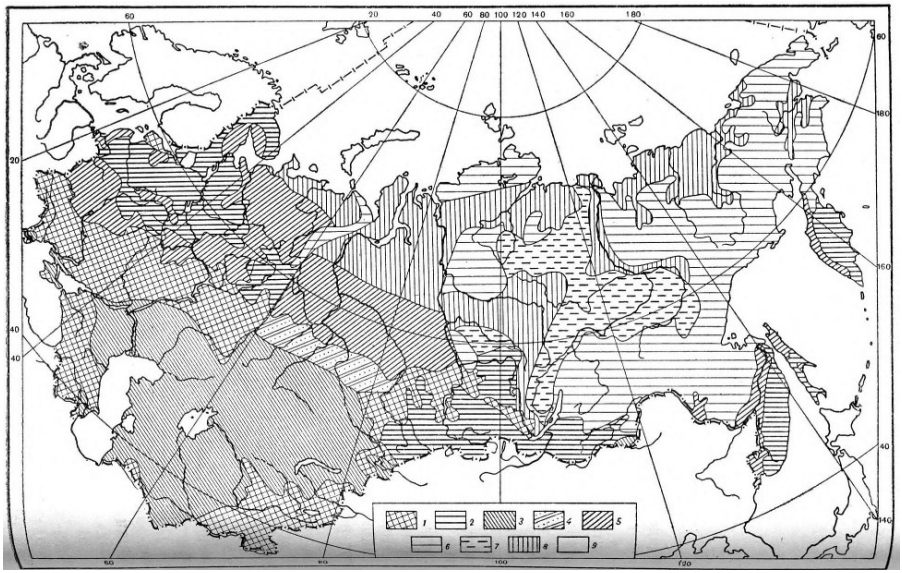


Рис. 22. Геохимические классы грунтовых вод.

Водоносные горизонты с преобладанием окислительной обстановки (первого ряда): *1* — преимущественно нейтральные и слабощелочные кальциевого класса. Водоносные горизонты с окислительной, глеевой и, реже, сероводородной обстановками первого, второго и третьего рядов; *2* — кислые, частично нейтральные кальциевые; *3* — соленосные; *4* — содовые и кальциевые; *5* — кислые и нейтральные в бескарбонатных породах. Надмерзлотные (временные) водоносные горизонты районов широкого распространения многолетней мерзлоты, глеевые и окислительные; *6* — нейтральные и кислые в бескарбонатных породах; *7* — нейтральные в карбонатных породах; *8* — нейтральные и кислые в бескарбонатных породах (глеевые); *9* — отсутствие данных

Воды третьего ряда — сероводородные — известны в глубоких горизонтах некоторых морей и заливов, где затруднен водообмен. Классическим примером служат глубокие горизонты Черного моря, зараженные сероводородом (глубже 200 м). Для этой биокосной системы характерны сульфатредуцирующие бактерии.

Геохимические особенности поверхностных вод зависят также от температурного режима. Например, реки и озера Арктики сильно отличаются от экваториальных рек: растворимость кислорода на севере выше, скорость окисления органических веществ меньше, так как в холодной воде бактерии работают медленнее. Все это позволяет, как и для илов, выделять типы поверхностных вод, которые еще нуждаются в уточнении.

Условно мы различаем холодные, умеренные и теплые воды в соответствии с термическими поясами земной поверхности. Отметим, что еще в 1892 г. известный швейцарский исследователь озер Ф. Форель выделил три типа озер по особенностям температурного режима и циркуляции: умеренные (полная циркуляция весной и осенью), тропические и полярные (циркуляция летом, температура всегда меньше 4° С). К холодным водам относятся также некоторые поверхностные воды районов многолетней мерзлоты и водные массы океанических глубин.

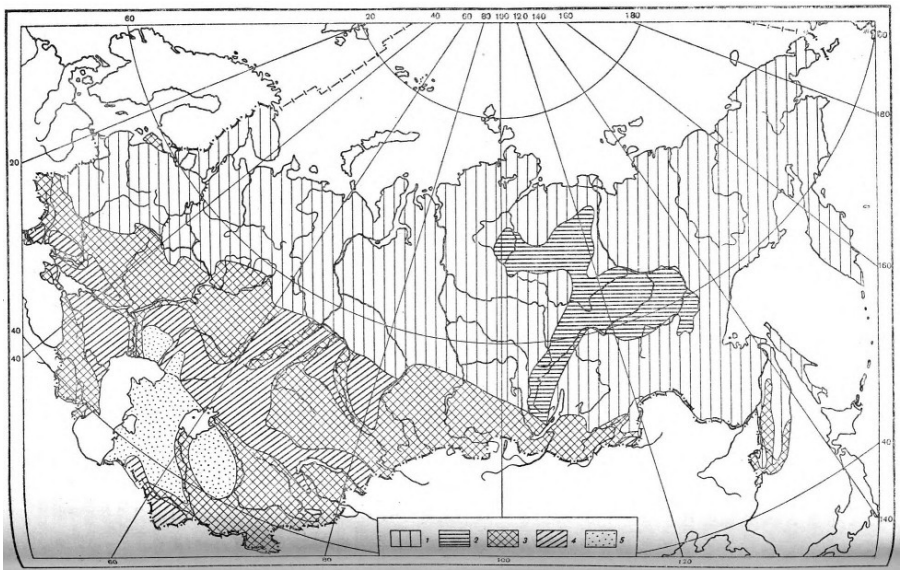


Рис. 23. Геохимические классы речных вод.

*1* — кислые и нейтральные маломинерализованные воды, часто богатые рассоренным органическим веществом («коричневые реки» тайги и тундры); *2* — нейтральные и слабощелочные воды кальциевого класса, часто богатые рассоренным органическим веществом («коричневые реки» мерзлотной тайги, сложенной карбонатными породами); *3* — нейтральные и слабощелочные воды кальциевого класса, бедные растворенным органическим веществом; *4* — воды соленосного класса (как правило, только для периода летней засухи, в остальное время — кальциевый класс); *5* — рек нет

Определеннее можно говорить о геохимических классах вод, выделяемых в пределах типов; они те же, что и в почвах, илах, корах выветривания, водоносных горизонтах (рис. 23, 24). Рассмотрим эти классы для вод первого, окислительного, ряда.

Воды сильнокислого класса (с pH < 3) распространены сравнительно мало. Они известны в районах сульфидных рудных месторождений, где окисление сульфидов, в первую очередь

пирита, приводит к формированию сернокислых вод, дающих начало сернокислым ручьям и речкам. Эти воды имеют не только низкий pH, но и обогащены металлами. В таких районах встречаются сернокислые («купоросные») озера. Одно из подобных озер расположено вблизи Гайского медноколчеданного месторождения на Южном Урале. Население издавна использовало его в лечебных целях.

В отработанных карьерах сульфидных месторождений часто возникают сернокислые пруды, на их берегах наблюдаются пестрые выцветы медных и других минералов.

Сернокислые ручьи и речки характерны и для районов некоторых угольных шахт — они образуются в результате кислого водоотлива, о котором мы еще расскажем на страницах этой книги. Таким образом, геохимическая деятельность человечества направлена к увеличению числа кислых рек и озер (прудов).

В районах современного вулканизма, например на Курилах, в Японии, Индонезии, формируются сильнокислые термальные подземные воды, а в местах их выхода на поверхность — кислые реки. Кислотность связана с растворением хлористого водорода, сернистого газа и других вулканических газов. К. К. Зеленов исследовал на Курилах речку Юрьева, берущую начало с действующего вулкана Эбеко. Это «солянокислая река» с pH воды 1,72, в которой растворено много алюминия и железа.

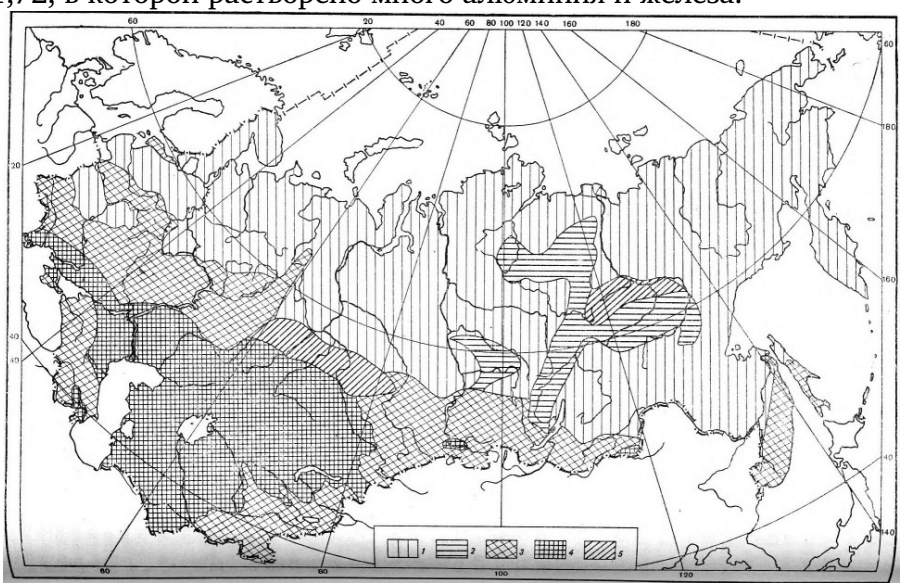


Рис. 24. Геохимические классы озерных вод.

*1* — кислые и нейтральные маломинерализованные воды, часто богатые растворенным органическим веществом; *2* — нейтральные и слабощелочные воды кальциевого класса, часто богатые растворенным органическим веществом (мерзлотные

районы, сложенные карбонатными и богатыми кальцием породами); *3* — нейтральные и слабощелочные воды кальциевого класса, бедные растворенным органическим веществом, местами жесткие; *4* — хлоридно-сульфатные и хлоридные воды соленосного класса; *5* — содовые и кальциевые воды

Сильнокислые вулканические озера известны в Японии, на Гавайях и в других вулканических районах.

В ландшафтах влажного климата с равнинным рельефом и болотами широко распространены реки и озера кислого класса. К ним относятся многие водоемы тундры, заболоченной тайги, влажных тропиков (например, Амазонии). В районах вечной мерзлоты подобный класс вод встречается и в горных областях (например, в Восточной Сибири).

Воды кислого класса формируются в районах развития изверженных и других пород, не содержащих растворимых компонентов (карбонатов, гипса и т. д.). Формирование химического состава вод протекает в почвах при разложении растительных остатков. Такие воды содержат очень мало растворимых минеральных веществ, обычно менее 100 мг в 1 л («ультрапресные»). По ионному составу это чаще всего гидрокарбонатно-кальциевые воды ($Ca^{2+}$ — $HCO_3^-$). Воды богаты растворенным органическим веществом, в связи с чем имеют коричневый цвет, напоминающий крепкий чай. К этому классу относятся и черные тропические реки, в том числе крупный приток Амазонки Рио-Негро (по-испански — «черная река»). Под защитой органических веществ мигрируют многие металлы. В физико-химическом смысле это крайне неравновесные системы, так как они содержат и сильный окислитель (свободный кислород), и сильные восстановители (органические соединения). Вместе с тем эта биокосная система устойчива, т. е. является стационарной.

Воды кальциевого класса — нейтральные и слабощелочные, пресные (маломинерализованные) — также распространены очень широко. Среди них можно выделить несколько разновидностей (подклассов, самостоятельных классов?).

В таежной и тундровой зонах, в районах, сложенных известняками или другими породами, содержащими растворимые компоненты, формируются весьма своеобразные воды кальциевого класса. Ведущее значение для формирования их химического состава наряду с разложением растительных остатков имеет растворение пород. Общая минерализация таких вод значительно выше, чем во втором классе, она составляет местами сотни миллиграммов на литр. По ионному составу воды

гидрокарбонатнокальциевые ($HCO_3^-$—$Ca^{2+}$). Содержание растворенных органических веществ в водах значительно, они имеют коричневый цвет, но все же светлее, чем во втором классе. Возможно, эти воды следует выделять в самостоятельный класс.

Воды кальциевого класса, бедные растворенным органическим веществом, распространены во многих ландшафтах лесостепи, черноземных степей, горных стран. Главное значение в формировании состава вод здесь имеет разложение растительных остатков и растворение карбонатов кальция в почвах, корах выветривания, континентальных отложениях. Эти воды пресные, кальциевые, местами жесткие (в черноземных степях). Все же общее количество растворенных веществ обычно не превышает 1 г/л.

pH вод кальциевого класса может сильно колебаться в зависимости от интенсивности фотосинтеза. Во время наибольшего расцвета деятельности водорослей и других зеленых растений они почти нацело изымают из воды углекислый газ и pH повышается местами до 10. Ночью, когда фотосинтеза не происходит, а дыхание растений, поставляющее углекислый газ, продолжается, pH падает. За сутки колебание pH может составить 2 ед., т. е. кислотность изменится в 100 раз! Повышение pH за счет фотосинтеза возможно и в озерах кислого класса, и в морских лагунах с соленой водой.

Воды соленосного класса ($Na^+$, $Cl^-$, $SO_4^{2-}$) распространены преимущественно в сухих степях и пустынях, главным образом в озерах. Еще А. Е. Ферсман выделил на территории СССР особый «пустынно-озерный пояс». По ионному составу эти воды очень разнообразны — известны и хлоридные, и сульфатные, и натриевые, и магниевые воды. Классификация их детально разработана в связи с большим практическим значением соляных озер. Напомним об огромном хозяйственном значении соляных озер Эльтон и Баскунчак в Прикаспийской низменности, залива Кара-Богаз-Гол в Туркмении. Реже встречаются соленые ручьи и реки, они известны в районах развития соленосных толщ. Летом при сильном испарении воды небольшие реки сухих степей и пустынь тоже могут осолоняться (а зимой и весной — опресняться). К соленосному классу относится также морская и океаническая вода.

Содовые воды наиболее характерны для лесостепи и северной степи, где широко распространены содовые озера. Классический район их развития в СССР — западносибирская лесостепь, например Барабинская низменность. Содовые щелочные реки редки.

В 1938—1939 гг. в штате Вайоминг (США) при поисках нефти

и газа были открыты ископаемые залежи троны ($Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$) — осадки эоценовых содовых озер. В 1964 г. из этих месторождений добывалось уже около 20% всей соды, производимой в США. Современные крупные содовые озера известны в Калифорнии, Восточной Африке и других местах. Процессы формирования содовых озер выяснены еще далеко не достаточно, в природе протекает много реакций, в ходе которых воды приобретают содовый состав. Наряду с климатом большую роль в формировании содовых озер во многих районах, вероятно, играл вулканизм.

# Ландшафты

В последние годы жизни Докучаев открыл биокосную систему более крупного порядка (ландшафт), по отношению к которой почва является подсистемой. «... Основным предметом учения о ландшафтах являются не элементы ландшафта сами по себе — горные породы, водоемы, рельеф, растительность и животный мир, а взаимосвязь между ними — та „сложная цепь природы“, которой, по выражению Гете, „весь мир таинственно объят“», — писал Б. Б. Полынов[10].

Открытие ландшафта было связано с развитием представлений о зональности. О климатический зональности знали еще ученые Древней Греции, имелись общие представления и о зональности растительности. Великий немецкий натуралист А. Гумбольдт (1769—1859) в 1807 г. глубоко обосновал зональность растительного покрова и на этой основе построил здание географии растений. Наконец, в конце XIX столетия Докучаев доказал, что зональность наблюдается и в «минеральном царстве», что она характерна для размещения почвенного покрова. Отсюда неизбежно следовал вывод о зональности природы земной поверхности в целом, который и сделал Докучаев, создав учение о зонах природы.

Докучаев показал, что тундра, тайга, черноземная степь, пустыня, влажные тропики — это особые природные системы, в которых атмосфера, горные породы, животный и растительный мир, воды и почвы тесно между собой связаны, составляют единое целое. Подобные природные комплексы и ранее привлекали внимание натуралистов; в России они описывались как «типы и роды местности», в Германии — как «ландшафты». В немецкую науку термин «ландшафт» был введен в 1805 г. А. Гоммейером, который заимствовал его из народного языка. В то время под ландшафтом понимали облик местности. В 1840 г. вышла в свет «Естественная история Оренбургского края» Э. А. Эверсмана (1794—1860), в которой автор уже выделял такие природные комплексы, как «глинистые», «песчаные» и «солонцеватые степи», т. е. ландшафты в современном понимании. В конце XIX—начале XX в. видный немецкий географ З. Пассарге (1867—1958) выполнил большую работу по инвентаризации ландшафтов, характеристике ландшафтного покрова отдельных стран. Однако в то время еще не была разработана методология изучения ландшафтов, и поэтому данные исследования не могли привести и не привели к развитию самостоятельного научного направления. Докучаев же ясно представлял эту методологию;

выражаясь современным языком, он видел ее в системном анализе. В 1898 г. в газете «Кавказ» ученый писал: «Не подлежит сомнению, что познание природы — ее сил, стихий, явлений и тел — сделало в течение 19 столетия такие гигантские шаги, что само столетие нередко называется веком естествознания, веком натуралистов. Но, всматриваясь внимательнее в эти величайшие приобретения человеческого знания, — приобретения, можно сказать, перевернувшие наше мировоззрение на природу вверх дном, особенно после работ Лавуазье, Лайэля, Дарвина, Гельмгольца и др., нельзя не заметить одного весьма существенного и важного недочета... Изучались, главным образом, *отдельные тела* — минералы, горные породы, растения и животные — и *явления*, *отдельные* стихии — *огонь* (вулканизм), *вода*, *земля*, *воздух*, в чем, повторяем, наука и достигла... удивительных результатов, но не их *соотношения*, не та *генетическая вековечная* и всегда *закономерная* связь, какая существует между *силами, телами* и *явлениями*, между *мертвой и живой* природой, между растительными, животными и минеральными царствами...»[11].

Через год Докучаев вновь вернулся к этому вопросу. Ученый писал: «Как известно, в самое последнее время все более и более формируется и обособляется одна из интереснейших дисциплин в области современного естествознания, именно учение о тех многосложных и многообразных *соотношениях* и *взаимодействиях*, а равно и о *законах*, управляющих вековыми *изменениями* их, которые существуют между так называемой *живой* и *мертвой* природой, между a) поверхностными горными породами, b) пластикой земли, c) почвами, d) наземными и грунтовыми водами, e) климатом страны, f) растительными и g) животными организмами (в том числе и даже главным образом низшими) и человеком, гордым венцом творения...

Уже недалеко то время, когда она (наука. — *А. П.*) *по праву и великому для судеб человечества значению* займет самостоятельное и вполне почетное место». И далее: «*ближе* всего к упомянутому учению, составляя, может быть, главное центральное ядро его, стоит (не обнимая, однако, его вполне), насколько мы в состоянии судить, *новейшее почвоведение*, понимаемое в нашем, русском смысле слова»[12].

До работ Докучаева не было столь ясного и четкого изложения сущности системного подхода, указаний на необходимость изучения связей между телами и явлениями природы земной поверхности. Именно поэтому современному пониманию ландшафта, как это хорошо показали Л. С. Берг и Б. Б. Полынов, наука обязана Докучаеву и его последователям.

Говоря о зарождении науки о ландшафтах, Полынов писал, что оно «произошло значительно позже попыток придать термину „ландшафт“ значение научного понятия и появления работ, посвященных описаниям, характеристикам и классификациям ландшафтов. Эти работы, среди которых встречаются исключительные по своему объему, кропотливости и усердию (например, работы S. Passarge), в полной мере отвечают задачам старой описательной географии путешественников и просвещенных наблюдателей. Они не могли развить учения о ландшафтах как *самостоятельной дисциплины*, хотя и давали обильный и ценный материал для той или иной систематизации и „инвентаризации“ ландшафтов»[13].

Зарождение, и особенно развитие, науки о ландшафтах определялось и практическими потребностями человеческого общества. В этом отношении наука о ландшафтах давно уже «стучалась в дверь», она была необходима еще в античную эпоху в связи с явлениями, которые Ф. Энгельс назвал «непредвиденными последствиями человеческой деятельности». В «Диалектике природы» Энгельс писал: «Не будем, однако, слишком обольщаться нашими победами над природой. За каждую такую победу она нам мстит. Каждая из этих побед имеет, правда, в первую очередь те последствия, на которые мы рассчитывали, но во вторую и третью очередь совсем другие, непредвиденные последствия, которые очень часто уничтожают значение первых. Людям, которые в Месопотамии, Греции, Малой Азии и в других местах выкорчевывали леса, чтобы получить таким путем пахотную землю, и не снилось, что они этим положили начало нынешнему запустению этих стран, лишив их, вместе с лесами, центров скопления и сохранения влаги. Когда альпийские итальянцы вырубали на южном склоне гор хвойные леса, так заботливо охраняемые на северном, они не предвидели, что этим подрезывают корни высокогорного скотоводства в своей области; еще меньше они предвидели, что этим они на большую часть года оставят без воды свои горные источники, с тем чтобы в период дождей эти источники могли изливать на равнину тем более бешеные потоки»[14].

Непредвиденные последствия хозяйственной деятельности наблюдаются почти во всех странах с густым населением и древней культурой. Вся история человеческого общества полна подобными примерами. Но в чем же основная причина «непредвиденных последствий», неизбежный ли они результат хозяйственной деятельности?

Поставив перед собой определенную цель, человек изменяет какую-то часть ландшафта — распахивает степь, вырубает леса,

орошает пустыни и т. д. Однако все компоненты ландшафта тесно между собой связаны и взаимообусловлены — почва с растительностью, с водами, с животным миром и т. д. Поэтому изменение хотя бы одной части приводит к изменению остальных, ландшафта в целом. Распахали склоны — начался смыв почвы, вырубили леса — произошли наводнения, спустили фабричные отходы в реки — уничтожили рыбу и т. д.

Итак, уже несколько тысяч лет назад возникла необходимость в изучении связей между отдельными компонентами ландшафта, т. е. в особой науке об этих связях. Но появиться она смогла лишь через тысячи лет, когда создались необходимые научные предпосылки. Что же касается широкого практического приложения, то оно возможно преимущественно в социалистических странах с их плановой экономикой, где комплексное изучение ландшафта становится основой рационального использования природных ресурсов.

В СССР большой вклад в эту науку внес выдающийся советский географ Л. С. Берг. Еще в дореволюционные годы он выполнил прекрасное ландшафтное исследование Аральского моря, а в дальнейшем написал широко известную книгу «Географические зоны СССР».

Лев Семенович БЕРГ (1876—1950)

В первую половину XX в. изучение ландшафтов проводилось преимущественно с физико-географических позиций. Это позволило четко сформулировать само понятие о ландшафте, изучить его морфологию и структуру, палеогеографию, разработать классификацию, составить особые ландшафтные карты, провести комплексное физико-географическое районирование нашей страны. Обобщающие труды в этой области принадлежат Д. Л. Арманду, Н. А. Гвоздецкому, И. П. Герасимову, А. Г. Исаченко, С. В. Калеснику, К. К. Маркову, Ф. Н. Милькову, Н. И. Михайлову, Н. А. Солнцеву, В. Б. Сочаве и другим советским географам.

Теоретические достижения в области физической географии, естественно, позволили решить и ряд практических вопросов, связанных с районированием, водохозяйственными и другими

проблемами (орошение, строительство электростанций и т. д.).

Вместе с тем традиционные физико-географические исследования ландшафтов часто не позволяли глубоко познать те «связи между телами и явлениями», к изучению которых призывал Докучаев. Одним из первых это хорошо понял Б. Б. Полынов. В начале XX в. он прошел закономерную эволюцию почвоведа-докучаевца: от изучения почв — к изучению ландшафтов. Исследуя почвы донских террас, Полынов разработал фундаментальное понятие о мельчайшей единице ландшафта, которую назвал элементарным ландшафтом (например, участок плоской черноземной степи на лессе, склон моренного холма с еловым лесом, такыр, солончак и т. д.). В те же годы подобную единицу Р. И. Аболин назвал эпиморфой, а позднее Л. С. Берг — фацией, И. В. Ларин — микроландшафтом, В. Н. Сукачев — биогеоценозом.

При изучении ландшафтов Полынов особую роль отводил анализу рельефа, на этой основе он разработал метод картирования элементарных ландшафтов. Наконец, Полынов подчеркнул принцип историзма в изучении ландшафтов; он отмечал неравновесность ландшафта как системы, существование в каждом ландшафте реликтовых, консервативных и прогрессивных частей. Эти теоретические положения, а также результаты изучения Полыновым ландшафтов донских песков, Лахтинской впадины под Ленинградом, степей и пустынь Монголии представляли собой существенный вклад в науку о ландшафтах. Однако подобное направление исследований не удовлетворяло ученого, он искал новых путей в познании ландшафтов и нашел их в созданной Вернадским науке — биогеохимии (наука о геологической деятельности живых организмов). Биогеохимические идеи Вернадского и учение Докучаева о зонах природы — вот те исходные позиции, которые позволили Полынову приступить к созданию нового научного направления — геохимии ландшафта. В серии блестящих трудов 30—40-х годов Полынов сформулировал задачи геохимии ландшафта, разработал ее понятийный аппарат («геохимический ландшафт» и др.), оригинальные методы исследования (так называемый сопряженный анализ) и, наконец, дал геохимическую характеристику тайге, влажным субтропикам, черноземным степям, пустыням и другим типам ландшафтов.

**Геохимия ландшафта.** Если физико-географы при изучении ландшафта главное внимание обращают на климат, рельеф, растительность, почвы, воды ландшафта, то геохимики исследуют его на атомарном уровне, с точки зрения миграции атомов. Поэтому болото для геохимика — железный ландшафт

(энергично мигрирует железо), черноземная степь — кальциевый, пустыня — натриевый, хлорный, серный и т. д.

Борис Борисович ПОЛЫНОВ (1877—1852)

Полынов очень широко трактовал задачи новой науки, подчеркивал ее значение для решения практических проблем. В 1947 г. в заключение доклада, посвященного почвоведению и геохимии ландшафта, Полынов сказал:

«Было бы глубоким заблуждением считать, что мы в состоянии расшифровать таким образом всякий ландшафт. Нет, много ландшафтов остается еще нерасшифрованными, и, мало того, даже в тех ландшафтах, о которых было здесь сказано, многое еще остается неясным и нераспознанным.

Но мы владеем самым главным оружием, мы владеем руководящими идеями и обоснованной методологией, и это

открывает перед нами широкие перспективы, это дает нам известную уверенность в том, что заполнение пробелов в нашем знании — вопрос времени. Правда, кроме времени, такое заполнение требует большой и напряженной работы, но в Советском Союзе работы не боятся»[15].

За истекшие 30 лет предвидение Полынова полностью сбылось. Как и все науки об атомах, геохимия ландшафта в нашей стране быстро развивалась. Научные исследования в данной области ведутся в институтах Академии наук СССР и академиях союзных республик. Эта наука преподается на географических факультетах большинства университетов. В Московском университете на географическом факультете в 1959 г. была создана кафедра географии почв и геохимии ландшафтов, которой руководит профессор М. А. Глазовская. Судя по переводам трудов советских ученых в США, ГДР, Польше, Венгрии, Японии и других странах, интерес к геохимии ландшафта проявляется и за рубежом. В Канаде в университете провинции Онтарио на геологическом факультете проф. Фортеск уже несколько лет читает курс лекций по геохимии ландшафта, там же издается специальный журнал. Силами ученых университета ведутся ландшафтно-геохимические исследования на территории Канады и США.

Геохимия ландшафта применяется при поисках рудных месторождений, в медицине; выявилось большое значение этой науки в решении проблем охраны природы и борьбы с загрязнением окружающей среды.

**Ландшафт и кибернетика.** В последнее десятилетие выявилось еще одно перспективное направление в изучении ландшафтов — их анализ на основе положений общей теории систем, кибернетики, понятия об информации. Как мы убедились, изучению связей в ландшафте придавалось большое значение со времен Докучаева. В самом определении ландшафта особенно подчеркивалась его целостность, связи между компонентами. Однако это общая черта всех систем: и живой организм — целое и атом — целое, и любая фабрика — целое. Поэтому задача в значительной степени сводится к изучению характера целостности, т. е. природы связей в ландшафте.

Нетрудно убедиться, что по «прочности» связей ландшафт сильно уступает таким системам, как кристаллы, атомы, организмы. Ландшафт — это система не только с другой природой связей, но и с более «расшатанными» связями, более слабой интеграцией (рис. 25).

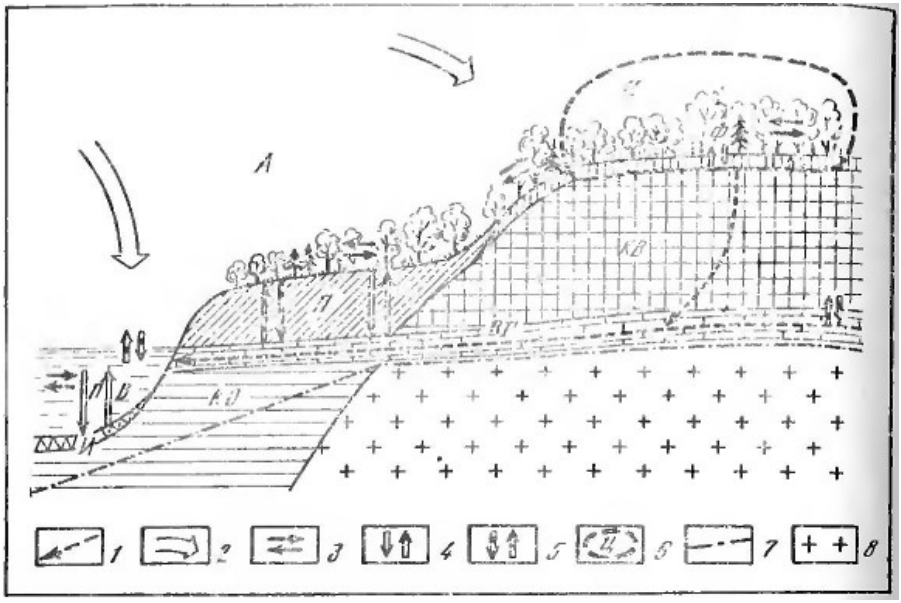



Рис. 25. Типы связей в лесном ландшафте.

Биокосные тела: почва (*П*); кора выветривания (*КВ*); ил (*И*); водоносный горизонт (*ВГ*); континентальные отложения (*КО*); поверхностные воды (*ПВ*); приземная атмосфера (*А*); наземный фитоценоз (*Ф*). Связи; прямые—водные (*1*); воздушные (*2*); обратные — биотические (*3*); биокосные (*4*); водные и воздушные (*5*); центр ландшафта (*6*); нижняя граница ландшафта (*7*); коренные породы (*8*)

В общей теории систем различают прямые и обратные связи, а среди последних — положительные и отрицательные.

Прямая связь состоит в одностороннем влиянии компонента ландшафта А на Б: А → Б. Примером может служить влияние почвенных процессов на формирование коры выветривания, грунтовых вод — на питание рек и озер.

Обратные связи передаются символом: А ↔ Б, т. е. не только А влияет на Б, но и Б на А. В кибернетике обратная связь определяется как воздействие управляемого процесса на управляющий орган (или влияние выходного сигнала на рабочие параметры системы). К обратным связям относятся взаимодействия в ландшафте: почва растительность, растение — животное, климат — лес и т. д.

Обратная связь положительна, когда результат процесса усиливает его, в связи с чем система удаляется все дальше и дальше от исходного состояния. Примером положительной обратной связи служит процесс зарастания озер: отмирающие ежегодно растения являются материалом для образования

сапропеля, нарастание которого уменьшает глубину озера, что, в свою очередь, способствует зарастанию его, превращению озера в болото.

Отрицательная обратная связь ослабляет результаты процесса и способствует стабилизации системы, восстановлению ее исходного состояния. Пример подобной связи — взаимоотношение хищников и жертвы, подробно изученное экологами. Действительно, сильное размножение травоядных животных приводит к увеличению количества хищников, которые, поедая свои жертвы, стабилизируют как их количество, так и собственную численность.

Отрицательная обратная связь приводит к саморегулированию ландшафта, так как отклонения от устойчивого стационарного состояния вызывают изменения, уменьшающие это отклонение.

Особенно большое значение механизм обратной связи приобретает в культурных ландшафтах, где она осуществляется в процессе управления. Однако положительная обратная связь здесь нередко преобладает над отрицательной, в связи с чем культурные ландшафты часто в процессе своего развития становятся менее устойчивыми. Следствиями этого и служат «непредвиденные последствия хозяйственной деятельности», в том числе загрязнение окружающей среды и стихийные бедствия (пыльные бури, наводнения, эрозия почв и т. д.). Преодоление этих нежелательных явлений связано с усилением роли отрицательных обратных связей, позволяющих стабилизировать культурный ландшафт, сделать его саморегулируемой оптимальной системой.

**Загрязнение окружающей среды и оптимизация ландшафта.** Проблема эта, как известно, настолько актуальна, что ей уделяют внимание правительственные и международные организации. Так, в 1968 г. в Париже состоялась конференция ЮНЕСКО на тему «Биосфера и человечество». В марте 1970 г. в Токио международный симпозиум специально занимался проблемой борьбы с загрязнением окружающей среды. В 1972 г. проходила аналогичная международная конференция в Стокгольме.

Особенно катастрофическое положение сложилось в некоторых развитых и густонаселенных капиталистических странах, где развитие промышленности в условиях анархии производства угрожает жизни и здоровью миллионов людей. «На пути к экологической катастрофе» «Задыхающиеся города», «Реки — сточные канавы» «Проблема мусора», «Смерть от ртути» — эти и прочие заголовки статей в зарубежных журналах дают

представление о возникающих проблемах. В глобальном масштабе эта проблема освещена А. М. Рябчиковым в книге «Структура и динамика геосферы» (1972).

Знаменательно в этом отношении признание американского эколога К. Уатта, который в предисловии к русскому переводу своей книги «Экология и управление природными ресурсами» писал: «Со времени написания этой книги моя точка зрения на предмет в целом, а также взгляды многих из моих коллег в Северной Америке радикальным образом изменились. Это изменение, происшедшее в период между 1965 и 1969 гг., для всех теперь очевидно. При написании книги я исходил из того, что главная проблема, стоящая перед современным миром, — это проблема регулирования роста народонаселения, связанная с продовольственной проблемой во всемирном масштабе. Разумеется, я полагал при этом, что мы в состоянии выработать такой подход к проблеме, в основе которого лежали бы сознание коллективной ответственности и терпимость, позволяющие избежать конфликтных ситуаций и гибельных для нашей планеты последствий.

В настоящее время я и большинство моих коллег убеждены, что главная и неотложная задача сегодняшнего дня — предотвратить дальнейшее загрязнение планеты. Данные метеорологии свидетельствуют о том, что концентрация вредных частиц в верхних слоях атмосферы растет в наши дни с угрожающей быстротой. Мы хорошо знаем, что в прошлом интенсивная вулканическая деятельность приводила к сильному загрязнению атмосферы и поверхности Земли. В наши дни широкое применение стойких пестицидов принесло известную пользу в сельском хозяйстве, но во многих других отношениях оказалось гибельным для живой природы. Установлено, что ничтожные концентрации ДДТ в морской воде (менее одной миллиардной доли) способны уничтожить все живое в океане. Данные, полученные в самое последнее время (в частности, Радомским и его сотрудниками в университете Майами), говорят о том, что такие пестициды не только оказывают вредное действие на популяции птиц, уничтожающих насекомых, но могут также неожиданным образом повлиять и на человека. Загрязнение вод отходами промышленных предприятий стало в наши дни поистине международной проблемой. Куда бы я ни выезжал в последние годы, я нигде не мог обнаружить в ручьях и мелких речках никаких признаков жизни, а ведь в годы моего детства эти ручьи изобиловали мелкой рыбешкой и головастиками»[16].

В СССР и других социалистических странах загрязнение

среды значительно ниже, но оно все же имеет место, и с ним ведется борьба. В союзных республиках приняты законы об охране природы, имеются общесоюзные законы по основам земельного законодательства, здравоохранению, водному законодательству, охране недр.

В области защиты окружающей среды в нашей стране сделано немало. Например, в системе химической промышленности создана ведомственная служба контроля, которая рассматривает все проекты строительства новых заводов и реконструкции старых с точки зрения их влияния на загрязнение среды. Так, на Невинномысском химическом комбинате были сооружены эффективные каталитические установки, и теперь над трубами предприятия уже нет «лисьих хвостов», ранее загрязнявших атмосферу. На Северодонецком химическом комбинате осуществлен замкнутый цикл водоснабжения, и сточные воды, пройдя очистку, вновь поступают в производство.

Очень важно, что с 1975 г. задания по защите недр, водоемов, воздушного бассейна, лесов, рыбных ресурсов включены в народнохозяйственные планы.

Анализ проблемы загрязнения среды с системных позиций приводит к выводу, что при данном уровне развития производительных сил вполне возможно такое оптимальное использование ландшафтов, когда, с одной стороны, получается высокий хозяйственный эффект, а с другой — не происходит загрязнения среды. Путь такой оптимизации — усиление отрицательных обратных связей, стабилизирующих ландшафт, повышающих его самоорганизацию. В связи с этим существенную роль при решении задач оптимизации играют методы кибернетики.

Важнейшая практическая задача науки о ландшафтах следовательно, состоит в разработке теории оптимизации культурного ландшафта, т. е. в установлении оптимальных режимов для различных природных районов. Для каждого района должен быть составлен план использования природных ресурсов, основанный на комплексном изучении природы, особенно на изучении связей между биокосными системами. Одним из путей познания таких связей является и геохимическое изучение ландшафтов.

Кроме характера связей (прямые или обратные) необходимо также учитывать важность связей в ландшафте, существование в нем играющего ведущую роль «структурного центра». В природном ландшафте центром часто служат растительность и почва водораздельных участков («водораздельный центр»). Культурный ландшафт по своей природе в еще большей степени,

чем природный, представляет собой централизованную систему. Для его нормального функционирования, для оптимизации необходим центр, из которого осуществляется управление системой. Вместе с тем, как правило, культурные ландшафты не имеют управляющих центров либо отдельные их части (заводы, сельскохозяйственные поля, транспортные артерии и т. д.) управляются из самостоятельных независимых центров. Это и приводит к ослаблению отрицательных обратных связей, саморегулирования, «непредвиденным последствиям», загрязнению среды и т. д. Поэтому, рассматривая проблему с позиций системного анализа и используя его понятийный аппарат, можно сказать, что централизация культурных ландшафтов составляет одну из самых важных практических задач организации территории. В каждом культурном ландшафте или группе ландшафтов должны быть самостоятельные центры управления, регулирующие взаимоотношения между частями, решающие задачу оптимизации. Силами специалистов различного профиля в центре следует разрабатывать планы отдельных производственно-территориальных комплексов (экономические районы, культурные ландшафты и т. д.).

**Систематика ландшафтов на геохимической основе.** Принципиальное отличие ландшафтов от почв, илов, кор выветривания, водоносных горизонтов состоит в том, что в ландшафтах ведущее значение приобретает фотосинтез, в то время как в других биокосных телах он отсутствует (исключая верхние, освещенные солнцем, горизонты речной, озерной и морской воды) и сущность этих тел определяется процессами разложения органических веществ.

В ландшафтах разложение также играет важную роль, однако оно не определяет их главные особенности. Именно поэтому самые крупные единицы ландшафтов выделяются по характеру фотосинтеза — особенностям растительного покрова. Фотосинтез, как и разложение органических веществ, есть процесс окислительно-восстановительный, только здесь восстанавливаются углерод и водород, окисляется кислород (хотя это звучит и непривычно).

Кислород действительно при фотосинтезе окисляется, так как отдает электроны и переходит в свободное состояние. При разложении органических веществ, напротив, углерод и водород окисляются, а кислород или другие элементы ($Fe^{3+}$, $S^{6+}$) восстанавливаются — приобретают электроны.

Следовательно, во всех биокосных системах главная их особенность, геохимическая сущность, заключается в окислительно-восстановительных процессах. В ландшафтах

ведущее значение имеют восстановление углерода, водорода, азота и окисление кислорода, в то время как в других биокосных телах, наоборот, основное значение имеют окисление углерода, водорода, азота и восстановление марганца, серы, кислорода, железа.

По особенностям образования живого вещества автор предложил выделять группы, типы и семейства ландшафтов. Особенно большое значение приобрели два параметра — общее количество живого вещества в ландшафте, или биомасса (*Б*) и годичная биологическая продуктивность — *П*. Их соотношение, т. е. *П/Б*, позволяет выделять группы ландшафтов (лесные, тундровые и т. д.), а соотношение логарифмов (lg*П*/lg*Б*) — типы (таежные, влажные тропические и т. д.). Крупные таксоны геохимической классификации ландшафтов — группы, типы, семейства, — в общем, близки к единицам растительного покрова геоботаники и типам ландшафтов физической географии. К наиболее крупным единицам — группам — относятся лесные, степные, тундровые и пустынные ландшафты. И с геохимических позиций рационально в типе таежных ландшафтов выделять семейства северной, средней и южной тайги. Такое соответствие не является чем-то неожиданным — ведь и геохимик и геоботаник, по сути дела, классифицируют одно и то же — продукты фотосинтеза, только критерии у них разные. Но если они правильно оценивают значение отдельных признаков, умеют выделять главное, то понятно, что выделяемые единицы должны совпадать или быть близкими друг к другу.

Анализируя различия ландшафтов в пределах семейств, например в северной тайге или южных черноземных степях, автор пришел к выводу, что здесь главная роль в дифференциации принадлежит геохимическим классам вод. Поэтому следующая единица геохимической классификации ландшафтов — класс — выделяется по особенностям вод. Так в классификации появились ландшафты сернокислого, кислого, содового, глеевого и прочих классов. Но химизм вод в разных частях ландшафта неодинаков: в почвах — один, в коре выветривания — другой и т. д. Очевидно, на основе принципа централизации при выделении классов необходимо исходить из геохимических особенностей растворов горизонта А водораздельных почв.

*Сернокислые ландшафты* возникают там, где окисляются сульфиды, формируется сернокислый класс коры выветривания, образуются сернокислые водоносные горизонты, сильнокислые почвы, сернокислые поверхностные воды. Почвы и континентальные отложения в сернокислых ландшафтах обычно обогащены металлами.

Особенности почв оказывают большое влияние на биологический круговорот атомов, в частности на флору и фауну. Например, М. А. Глазовская установила, что кора березы, растущей на солончаках в районе одного из медноколчеданных месторождений Южного Урала, содержала 0,06% меди (в золе) против 0,009% на безрудном участке. В сернокислых ландшафтах растения часто содержат много железа, цинка, серебра, свинца и других металлов.

Можно не сомневаться, что и животные в подобных ландшафтах отмечены своеобразным химическим составом. Естественно, что не все организмы могут приспособиться к столь необычным условиям (низкий pH, высокое содержание тяжелых металлов в почве). Поэтому и растительные сообщества (фитоценозы), и сообщества животных (зооценозы) сильно отличаются в сернокислых ландшафтах от ландшафтов других классов (иной видовой состав, обилие и т. д.).

Следовательно, своеобразная геохимическая обстановка сернокислых ландшафтов создала особые условия эволюции, весьма возможно, что это особые центры видообразования, где происходил отбор на химической основе. Изучение сернокислых ландшафтов поэтому представляет большой общебиологический интерес; подобные исследования, несомненно, прольют свет на многие загадки эволюции и видообразования. Весьма возможно, что некоторые виды организмов с высоким содержанием меди, цинка, свинца, серебра, золота и других металлов возникли в сернокислых ландшафтах.

Конечно, класс — это таксономическая единица невысокою ранга, и поэтому в тайге сернокислые ландшафты относятся к таежному типу, в тундре — к тундровому, в пустыне — к пустынному. Интересно, что самые кислые воды характерны именно для пустынь — там выпадает очень мало атмосферных осадков и серная кислота, образующаяся при окислении пирита и других сульфидов, почти не разбавляется.

Таким образом, все биокосные тела на участке окисляющегося сульфидного месторождения обогащены рудными элементами; здесь в почвах, водах, растениях образуются так называемые вторичные ореолы рассеяния, радиусы которых достигают многих сотен и даже тысяч метров. Поэтому определяя содержание рудных элементов в почвах, водах и растениях, можно искать месторождения полезных ископаемых. Теоретические основы подобных геохимических методов поисков хорошо разработаны, они применяются в СССР и за рубежом.

Сернокислые ландшафты возникают не только на участках окисления сульфидных руд, но и на пиритизированных глинах и

сланцах, на серных месторождениях. В вулканических районах также встречаются сернокислые ландшафты, известны здесь и солянокислые.

Сернокислые ландшафты возникают и в результате хозяйственной деятельности. Например, в районах металлургических комбинатов, перерабатывающих сульфидные руды, в атмосферу поступает сернистый газ, который, окисляясь до серного ангидрида и соединяясь с водяными парами, дает серную кислоту. Поэтому в таких районах идут «кислые дожди», понижается pH почв и вод, местами в реках гибнет рыба, изреживается растительный покров. Схему сернокислого ландшафта изобразил В. Г. Прохоров (рис. 26). Эффективная борьба с загрязнением окружающей среды позволяет рекультивировать искусственные сернокислые ландшафты, превратить их в ландшафты другого класса. При строительстве новых предприятий следует применять прогрессивную технологию, исключающую сернокислое загрязнение окружающей среды.

*Кислые ландшафты* господствуют в лесной и тундровой группах, но встречаются также в горных лугах и других типах ландшафта. Не характерны они только для степей, пустынь и сухих саванн.

В районах влажного климата при формировании ландшафта на бескарбонатных породах кислые продукты разложения растительных остатков в почвах не могут быть полностью нейтрализованы и верхние горизонты почв приобретают кислую реакцию, pH понижается до 6—5, иногда даже до 4. Это подзолистые, бурые лесные, латеритные, красноземные, горно-луговые и прочие почвы. Грунтовые и речные воды в таких ландшафтах могут быть и слабокислыми, и нейтральными, и даже слабощелочными.

В кислой среде хорошо мигрируют многие металлы, особенно в комплексе с органическими соединениями. Поэтому в элювиальных почвах развивается кислое выщелачивание, они обедняются подвижными элементами, которые становятся дефицитными для растений и животных. Особенно характерен дефицит кальция — этого важного элемента скелета многих животных. Дикие и домашние животные в кислых ландшафтах часто имеют малые размеры, хрупкий скелет (ломкость костей), болеют рахитом и т. д. Птицы здесь несут мало яиц, скорлупа их тонкая. В кислых ландшафтах наблюдается дефицит и других элементов, с чем связана характерная реакция флоры, фауны, а местами и человека. Недостатком фтора в водах объясняется широкое распространение кариеса зубов, недостатком кобальта

— малокровие домашних животных, недостатком азота, фосфора, калия, магния — низкие урожаи и болезни растений. Особенно большой дефицит наблюдается в кислых ландшафтах влажных тропиков и тайги, занимающих огромные пространства на земном шаре. Эти ландшафты, вероятно, были важными центрами видообразования, в них формировались виды организмов, хорошо приспособленные к кислой среде и дефициту элементов (чай, ель, трава кислица и др.). В кислых ландшафтах наблюдается также избыток некоторых элементов, оказывающих вредное влияние на организмы (марганец, водородный ион и др.).

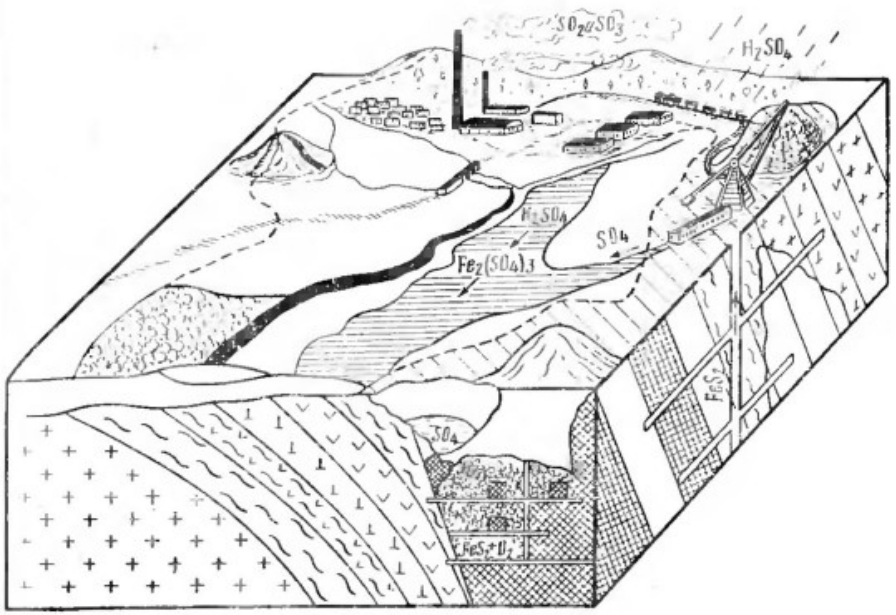



Рис 26. Схема сернокислого ландшафта (по В. Г. Прохорову).

*Кальциевые ландшафты* характерны почти для всех типов ландшафтов, но преобладают они в черноземных степях. Почвы в ландшафтах кальциевого класса содержат много подвижного кальция в виде $CaCO_3$ или обменного кальция. Поэтому кислые продукты разложения органических остатков полностью нейтрализуются, почвы имеют нейтральную или слабощелочную реакцию, кислое выщелачивание отсутствует и металлы малоподвижны. Организмы здесь, как правило, полностью обеспечены кальцием, и болезней, связанных с его дефицитом, не наблюдается. В таких ландшафтах воды богаты кальцием, они чистые и прозрачные, почти не содержат растворенных коллоидов, так как кальций сильный коагулятор. Многие металлы здесь мигрируют слабо, анионогенные элементы — сильно (например, молибден).

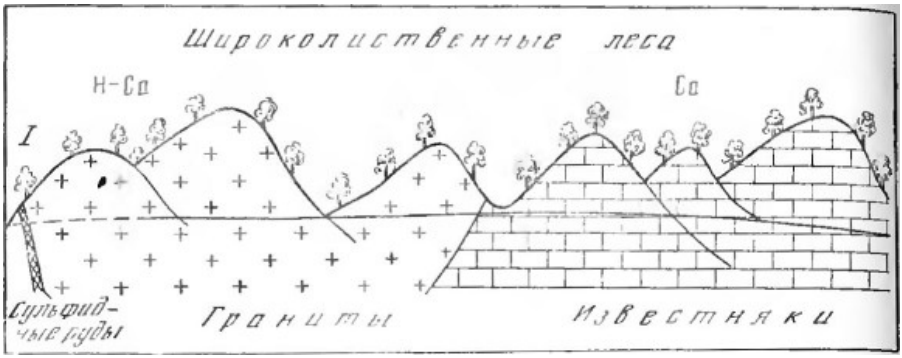



Рис. 27. Сернокислые, кальциевые и переходные от кислых к кальциевым ландшафты в широколиственных лесах.

В тайге и широколиственных лесах наряду с кислыми распространены и кальциевые ландшафты, например в районах распространения известняков, мергелей, красноцветов, карбонатной морены (рис. 27). Биологический круговорот атомов здесь всегда протекает интенсивнее, *Б* и *П* больше. Животные получают достаточное количество кальция — их размеры больше, скелет крепче, яйца имеют более толстую скорлупу, у улиток и других моллюсков более массивные раковины и т. д. Эти ландшафты характеризуются большим плодородием почв; с них начинались земледельческое освоение тайги, развитие культуры, рост населения (Пермское Приуралье, районы города Каргополя в Архангельской области и др.).

В сухих степях и пустынях кальциевые ландшафты характерны для мелкосопочника и гор, реже они встречаются на равнинах.

Весьма вероятно, что кальциевые ландшафты были центрами формирования кальциефильных видов и родов растений, которые давно уже выделены ботаниками.

*Соленосные ландшафты* распространены мало и только в пустынях, где в течение длительного времени может существовать соленосная кора выветривания. Организмы здесь поставлены в крайне неблагоприятные условия, так как безводье сочетается с сильным засолением почв. Поэтому принадлежащие к данному классу соленосные горы производят впечатление крайней пустынности. Один из таких хребтов в Ферганской долине называется даже Махаугаук, что в переводе означает «горы прокаженных».

*Ландшафты содового класса* типичны для лесостепи, степей и саванн, где они обычно встречаются на террасах рек, плоских равнинах, в озерных котловинах. Нередко это — пятна площадью в десятки и сотни квадратных метров, которые, как оспины,

усеивают степные равнины. К этим ландшафтам относятся солонцы и содовые озера, воды которых имеют pH более 8,5 и содержат соду. В подобных условиях легко мигрируют анионогенные элементы (кремний, молибден, селен и др.), причем многие малоподвижные металлы входят в состав растворимых анионов (иттрий, бериллий, цинк, скандий и т. д.). С другой стороны, железо, кальций, магний, стронций, барий практически неподвижны. Поэтому организмы в содовых ландшафтах поставлены в исключительно своеобразные условия сильнощелочной среды, дефицита многих важнейших элементов (особенно железа, кальция, магния), повышенного содержания непривычных редких элементов. Все это определяет возможность энергичного отбора на химической основе, формирования особых видов. К сожалению, эта интереснейшая проблема почти не исследована.

*Кислые глеевые ландшафты* широко распространены в районах влажного климата, равнинного рельефа и бескарбонатных пород. К ним относится большая часть равнинной тундры, многие таежно-мерзлотные ландшафты Восточной Сибири, таежно-болотистые равнины Западной Сибири и европейской части СССР, лесисто-болотистые низменности влажных тропиков и в их числе значительная часть Амазонии. Во всех этих районах в почвах развито сильное оглеение, легко мигрируют железо и марганец, в водах много растворенных органических веществ, реки и озера имеют черную и коричневую воду. Прекрасное описание природы таких ландшафтов в Подмосковье дал К. Г. Паустовский в своей повести «Мещерская сторона». Главным дефицитным элементом здесь является свободный кислород, недостаток которого определяет низкие величины биомассы (*Б*) и продуктивности (*П*). Интересно, однако, что их соотношение в виде показателя $K = \lg П / \lg Б$ остается постоянным, что и позволяет относить кислые и кислые глеевые таежные ландшафты к одному типу:

| | ***Б*, ц/га** | ***П*, ц/га** | $K = \lg П / \lg Б$ |
|---|---|---|---|
| Кислая южная тайга и смешанные леса | 3000 | 75 | 0,54 |
| Заболоченная кислая глеевая южная тайга и смешанные леса | 800 | 40 | 0,55 |

Помимо кислорода в ландшафтах кислого глеевого класса дефицитны и другие элементы, в них избыточны вода, водородный ион, вероятно, местами железо и марганец. Условия

жизни для большинства организмов здесь менее благоприятны, чем в кислых ландшафтах. В хозяйственном отношении ландшафты кислого глеевого класса освоены слабо, население в них редкое. Только коренная мелиорация (осушение) способна повысить их продуктивность.

Ландшафты кислого глеевого класса были широко распространены и в геологическом прошлом, особенно в конце девона и в каменноугольном периоде, в палеогене. В то время на заболоченных тропических низменностях росли леса, остатки которых дали залежи угля, известные во многих районах земного шара, в том числе и на территории нашей страны.

Проблема влияния кислой глеевой среды на эволюцию жизни на Земле также исключительно интересна. Будущим исследователям следует особое внимание обратить на роль растворенного органического вещества в эволюции — ведь животные этих ландшафтов в течение многих поколений пили «коричневую воду», содержащую сотни различных органических соединений, многообразное влияние которых на жизненные процессы можно считать установленным (в водах найдены и канцерогены, и вещества типа витаминов, и многие другие физиологически активные соединения).

*Ландшафты карбонатного глеевого класса* встречаются в болотах тундры, тайги, широколиственных лесов, влажных тропиков на участках распространения карбонатных пород, где в почвах развито карбонатное оглеение. Это также плавни южнорусских рек, некоторые тугаи (пойменные леса) в долинах рек Средней Азии, болота лесостепи, степей.

И в этих ландшафтах главный дефицитный элемент — кислород, а главный тип мелиорации — осушение. После осушения многие территории очень пригодны для земледелия. Некоторые густонаселенные низменности южных стран в прошлом были ландшафтами карбонатного глеевого класса.

Типоморфными элементами этих ландшафтов являются кальций, железо ($Fe^{2+}$), местами марганец ($Mn^{2+}$), воды также содержат растворенное органическое вещество, хотя и в меньших количествах, чем в кислых глеевых болотах. Геохимия этих ландшафтов почти не изучена, их роль в эволюции жизни на Земле — тоже.

К *содовым глеевым ландшафтам* относятся некоторые болота и луга в районах развития солонцов и содовых солончаков. В геохимическом отношении они почти не изучены, несмотря на важность таких исследований.

*Ландшафты сульфидных (сероводородных) классов* характерны для морских побережий, подтопленных солеными водами, для

солончаков и соленых озер степей и пустынь. Наиболее распространен соленосно-сульфидный класс, который известен почти во всех типах ландшафтов: от тундр до пустынь и влажных тропиков. Геохимию лесных соленосно-сульфидных болот влажных тропиков — мангров — охарактеризовала М. А. Глазовская. Это периодически затопляемые морем болотистые низменности, где в почвах развивается десульфуризация за счет восстановления сульфатов морской воды, почва приобретает черный цвет и имеет запах сероводорода. Местами сероводород заражает приземный слой воздуха. В результате размыва красноземных и латеритных почв возвышенностей мангры обогащаются взвесью, содержащей много гидроокислов железа, которые восстанавливаются в почве с образованием черного гидротроилита. Главный дефицитный элемент мангров — кислород; на это указывают, в частности, воздушные корни растений.

Условия жизни в манграх менее благоприятны, чем в кислом тропическом лесу, и поэтому величины *Б* и *П* меньше: биомасса такая же, как в северной тайге (1200 ц/га). Однако соотношение между *Б* и *П* общее для типа тропических лесов:

| | **Б, ц/га** | **П, ц/га** | **$K = \lg П / \lg Б$** |
|---|---|---|---|
| Вечнозеленые тропические леса на красных почвах | 6000 | 270 | 0,64 |
| Мангры | 1200 | 100 | 0,64 |

Это и дает основание включать мангры в тип ландшафтов тропических лесов.

Роль мангров как центров видообразования (отбор на химической основе) еще подлежит изучению.

# Биосфера

В 1875 г. известный австрийский геолог Э. Зюсс (1831—1914) в книге, посвященной геологии Альп, наряду с атмосферой, гидросферой и литосферой выделил в качестве самостоятельной оболочки Земли биосферу — сферу жизни. Однако главная область научных интересов Зюсса была связана с тектоникой и региональной геологией; специально проблемой биосферы он не занимался[17].

Последующие 40 лет биосфера не привлекала внимания исследователей, и глубокой разработке этого понятия, созданию особого учения о биосфере наука обязана В. И. Вернадскому.

Вернадский стал размышлять о геологическом эффекте деятельности всей совокупности живых организмов, которую он назвал живым веществом. При таком подходе явления жизни можно было оценивать с геологических позиций, говорить о массе живого вещества так же, как о массе любой горной породы, выражать ее в тоннах. Особенно большое значение при этом приобретал энергетический подход, так как в отличие от горных пород живое вещество содержит огромное количество «действенной энергии» (по выражению Вернадского); оно совершает в земной коре большую работу, хотя и уступает горным породам по массе.

**Развитие учения о биосфере.** Вернадский пришел к выводу о том, что живое вещество представляет собой самую могучую геохимическую силу на земной поверхности. В 1928—1931 гг. он сформулировал очень четкие представления о пяти основных биогеохимических функциях живого вещества.

Первая функция — *газовая*. Ученый подчеркивал, что все газы верхней части земной коры порождены жизнью. Продуктом фотосинтеза зеленых растений является свободный кислород атмосферы, а продуктом дыхания всех организмов — углекислый газ. Вернадский полагал, что и азот атмосферы имеет биогенное происхождение. Углеводороды также в значительной степени являются продуктом жизнедеятельности микроорганизмов. Недаром самый распространенный углеводород метан ($CH_4$) еще в старину именовался болотным газом. Наконец, сероводород, как мы убедились, в основном образуется при микробиологическом разложении сульфатов.

Многие другие газы тоже биогенны. Вернадский, в частности, отмечал большую роль «запахов», т. е. газообразных пахучих органических соединений. В наши дни под именем фитонцидов они являются предметом детальных исследований биологов.

Исключительно важна и вторая — *концентрационная — функция* живого вещества, так как организмы накапливают в своих телах многие химические элементы. Наиболее наглядный пример — каменные и бурые угли, торф, образовавшиеся из остатков растений и являющиеся концентраторами углерода. По сравнению со средним содержанием в земной коре ($2{,}3 \cdot 10^{-20}$%) в углях содержание углерода повышено в тысячи раз! Большинство геологов полагает, что и нефть — концентратор углерода и водорода — имеет биогенное происхождение.

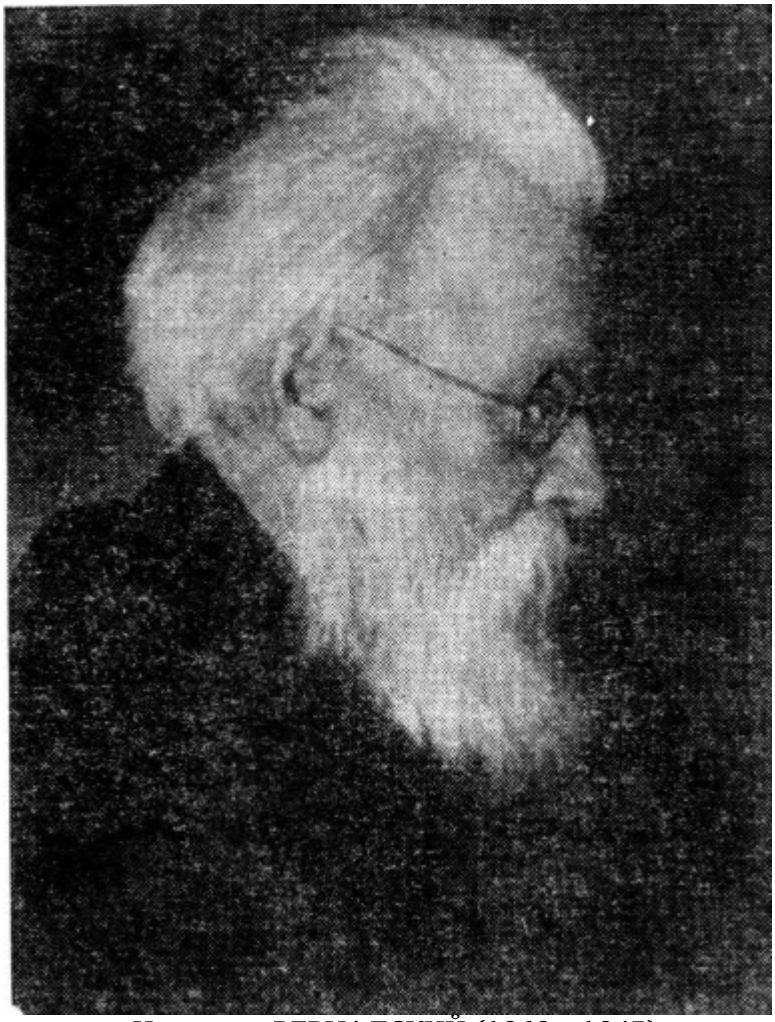
Концентрационная функция живого вещества проявляется и в истории кальция. Достаточно напомнить о целых горных хребтах, сложенных остатками животных с известковым скелетом («Известковые Альпы» и т. д.).

Известны организмы — концентраторы кремния. Их деятельности обязаны отложения многих кремнистых горных пород, состоящих из остатков диатомовых водорослей, кремнистых губок и других организмов.

Концентраторами йода служат морские водоросли, железа, марганца, серы — особые бактерии, фосфора — позвоночные животные и т. д.

Третья — *окислительно-восстановительная — функция* играет важную роль в истории многих элементов с переменной валентностью. Напомним, что окисление и восстановление железа, серы, марганца, о которых говорилось в этой книге, связаны с деятельностью микроорганизмов. В истории азота, меди, селена, урана, кобальта, ванадия, молибдена и т. д. окислительно-восстановительная функция живого вещества также играет огромную роль.

К четвертой — *биохимической — функции* Вернадский отнес такие явления, как рост, размножение, перемещение живых организмов, которые имеют важное геологическое значение, так как приводят к быстрому распространению живых организмов — «давлению жизни».



Владимир Иванович ВЕРНАДСКИЙ (1863—1945)

Наконец, пятая функция — *биогеохимическая деятельность человечества* — представляет собой большую и самостоятельную область фактов, которые уже выходят за рамки понятия о биокосных системах.

Рассматривая деятельность живого вещества за все время геологической истории, Вернадский пришел к выводу, что организмы создали современную азотно-кислородную атмосферу, изменили состав литосферы и гидросферы. Именно поэтому ту часть Земли, где работает живое вещество, следует рассматривать как особую оболочку планеты — биосферу. К ней принадлежат тропосфера, весь Мировой океан, литосфера до глубины в несколько километров. Учение о биосфере, о геологической деятельности живого вещества Вернадский оформил в

самостоятельную науку — биогеохимию. Он создал представление о «биокосных телах» — подсистемах биосферы. В этих представлениях Вернадский поднял Докучаевское учение на новый уровень — вскрыл сам механизм деятельности биокосных систем.

В представлениях о биосфере Вернадский во многом опередил свое время, и первые годы его идеи воспринимались с трудом или даже полностью отвергались. Ученым казалось, что Вернадский сильно преувеличил роль живого вещества. Они полагали, что главную роль на земной поверхности играют могучие неорганические силы природы, к которым живые организмы лишь вынуждены приспосабливаться.

Особенно четко подобная концепция была сформулирована в трудах крупного советского петрографа и геохимика Л. В. Пустовалова. Он писал: «...процесс минерального образования в основном определяется вовсе не жизнедеятельностью организмов, а совершенно иными факторами (ликом Земли, осадочной дифференциацией, процессами разрушения изначальных минералов и т. д.). Организмы, сами зависящие в своем развитии от неорганической жизни земного шара, не могли и не могут самостоятельно играть той будто бы ведущей и определяющей роли, которую ошибочно нередко приписывают им в данном случае.

Попутно небезынтересно отметить, что, по В. И. Вернадскому, общий вес живого вещества Земли равен примерно $10^{14}$ т, что по сравнению с весом земной коры до глубины 20 км составляет лишь одну стотысячную ее часть»[18]. Пустовалов здесь допускал ошибку, свойственную многим его современникам — противникам биогеохимических идей Вернадского. Говоря о ведущем значении неорганических факторов, он не понимал, что сами эти факторы, как, например, pH вод, содержание кислорода, углекислого газа, сероводорода и других активных веществ в окружающей среде, являются продуктом жизни, эффектом работы живого вещества.

Недооценка роли живого вещества в земной коре, как отмечал Б. Б. Полынов, во многом связана с привычкой судить о роли того или иного фактора по его массе, а масса живого вещества по сравнению с массой косной материи действительно ничтожна. Хорошее представление об этом дает сравнение В. М. Гольдшмидта: если литосферу представить себе в виде каменной чаши весом 13 фунтов, то вся гидросфера, которая поместится в этой чаше, будет весить 1 фунт, масса атмосферы будет соответствовать медной монете, а живого вещества — почтовой марке. Однако эта «почтовая марка» постоянно образуется и

разрушается, переводя каждый раз солнечную энергию в химическую работоспособную форму. Если подсчитать всю массу живого вещества, которое было на Земле хотя бы за 1 млрд. лет, то она уже превысит массу земной коры. Действительно, биомасса Земли (сухое вещество), по новейшим данным, составляет $2{,}44 \cdot 10^{12}$ т, т. е. 0,00001% земной коры ($2 \cdot 10^{19}$ т), ежегодная продукция живого вещества близка к $2{,}32 \cdot 10^{11}$ т. Полагая, что последний миллиард лет продукция была близка к современной, можно рассчитать суммарное ее количество: $2 \cdot 10^{11} \cdot 10^{9} = 2 \cdot 10^{20}$ т, т. е. в 10 раз больше массы земной коры. А если учесть, что живое вещество — это химически чрезвычайно активная «действующая масса», то станет понятной и его грандиозная энергетическая роль. Именно при таком подходе и выявляется ведущая роль живого вещества в верхней части земной коры, в биосфере. Это положение автор предложил именовать законом Вернадского. В нашей формулировке он сводится к следующему: миграция химических элементов на земной поверхности и в биосфере в целом осуществляется или при непосредственном участии живого вещества (биогенная миграция), или же она протекает в среде, геохимические особенности которой (кислород, углекислый газ, сероводород и т. д.) преимущественно обусловлены живым веществом, как тем, которое в настоящее время населяет данную биокосную систему, так и тем, которое действовало на Земле в течение всей геологической истории.

Для биосферы в целом характерны те же особенности, которые мы отмечали для почв и других биокосных систем: неравновесность и богатство свободной энергией, резкая дифференциация в пространстве, окислительно-восстановительная зональность, накопление информации. Заряжаясь солнечной энергией при фотосинтезе и других процессах, атомы химических элементов становятся «геохимическими аккумуляторами». Они активно мигрируют, участвуют в круговоротах, среди которых выделяются два главных — биологический круговорот атомов и круговорот воды. Фотосинтез возможен только в верхней части биосферы, куда проникает солнечный свет, имеются зеленые растения. Это ландшафты суши и верхние слои воды морей и океанов, где происходит аккумуляция солнечной энергии. Данную часть биосферы иногда именуют *фитогеосферой*. Ниже солнечный свет не проникает, фотосинтез невозможен, и там протекают только процессы разложения органических веществ за счет деятельности микроорганизмов и частично животных (рыб и др.)[19]. Сюда относятся глубокие части морей и океанов, горизонты подземных

вод. Эту часть биосферы автор предложил именовать *редусферой* (от слова «редуценты» — организмы, разлагающие органические вещества и неспособные к фотосинтезу).

Если 30 лет назад биогеохимические идеи Вернадского еще порой встречали возражения или, во всяком случае, непонимание, то в наши дни положение коренным образом изменилось: учение Вернадского о биосфере приобрело большое практическое значение. Все, что говорилось выше об оптимизации культурного ландшафта, отрицательных обратных связях, централизации, может быть отнесено и к биосфере в целом, и к таким ее крупным подсистемам, как Мировой океан. Здесь также остро стоит проблема борьбы с загрязнением окружающей среды. Идеи Вернадского как основоположника новой науки получили всеобщее признание не только в нашей стране, но и за рубежом. Однако учение о биосфере еще не имеет особого наименования, неясно и его положение в системе наук. Существует тенденция включать его в биологию под наименованием «глобальная экология»; другие авторы относят науку о биосфере к числу наук о Земле.

**Место биосферы в земном коре.** «В „земную кору“... входит несколько геологических оболочек — биосфера, стратисфера, метаморфическая и гранитная оболочка. Все они когда-то в длении геологического времени находились на земной поверхности, были биосферами. Все они генетически между собой связаны, взятые в целом представляют одно явление»[20], — писал В. И. Вернадский в 1939 г. В частности, «к былым биосферам» ученый относил и наиболее распространенные изверженные породы — граниты (рис. 28). По его представлениям, они образовались за счет переплавления осадочных пород, опустившихся при погружении в геосинклинальных зонах на большие глубины. Так, возможно, в земной коре осуществляется «большой круговорот веществ», а также передача на глубину солнечной энергии, аккумулированной в минералах биосферы.

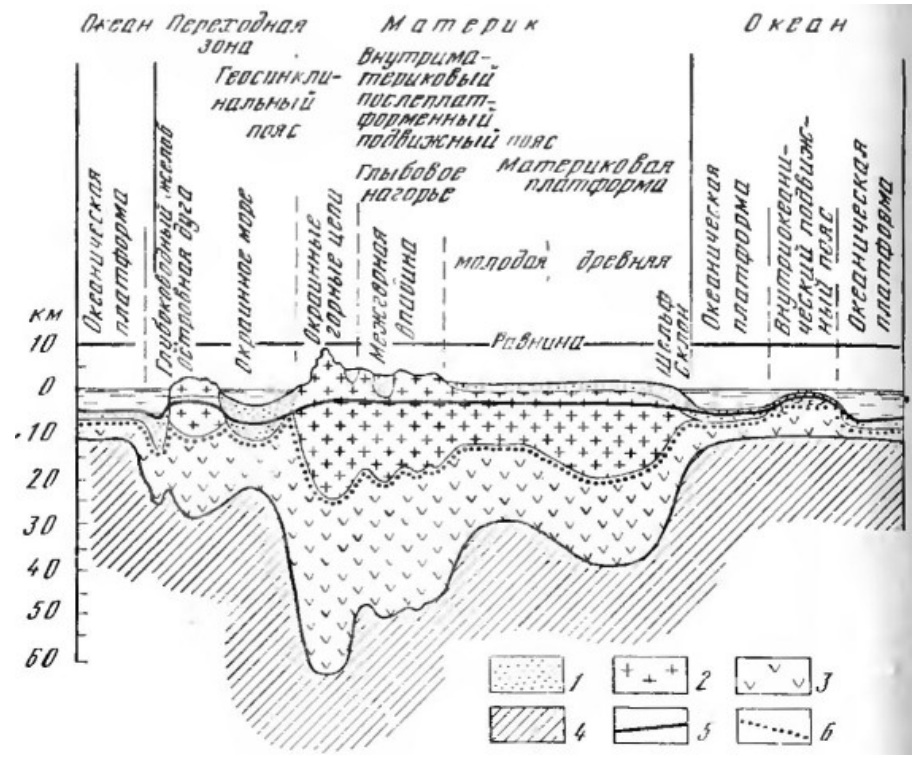



Рис. 28. Земная кора и биосфера (строение земной коры — по В. Е. Хаину, граница биосферы — по автору).

*1* — осадочный слой; *2* — «гранитный» слой; *3* — «базальтовый» слой; *4* — верхняя мантия; *5* — граница биосферы; *6* — нижняя граница вещества, прошедшего через биосферу (былые биосферы)

«Солнечная энергия, — писал Вернадский в „Очерках геохимии“, — через посредство живого вещества пребывает в потенциальном состоянии не только в каменном угле, происходящем прямо из зеленых растений, но во всех вадозных минералах углерода, в углекислом кальции и других биогенных минералах, в большинстве вадозных минералов и, думаю, в существенной мере во всех»[21].

Этим самым определяется влияние биосферы на процессы, протекающие в глубоких частях земной коры — в очагах магматизма, поясе гидротермальных процессов.

# Общие черты биокосных систем

Биокосные системы различаются по степени сложности — уровням организации материи. К наиболее низкому уровню принадлежат почвенные горизонты ($A_1$, $A_2$, $B_1$, $B_2$ и т. д.) и аналогичные части илов, водоносных горизонтов, кор выветривания. Это допочвенный уровень организации. К почвенному уровню, кроме самой почвы, автор относит илы, коры выветривания, водоносные горизонты, однородные водные массы рек, озер, морей. Более высокий уровень организации присущ ландшафтам (ландшафтный уровень), среди которых Б. Б. Полынов предложил различать элементарные и геохимические ландшафты (два уровня). Наконец, к надландшафтному уровню относятся артезианские и речные бассейны, моря, океаны и другие биокосные системы. Здесь, несомненно, существует своя иерархия (несколько уровней). И наконец, у основания пирамиды уровней находится биосфера — самая крупная и самая сложная биокосная система Земли. Биокосные системы, относящиеся к разным уровням организации, изучаются разными науками, достаточно далеко отстоящими друг от друга в официальной классификации знания (почвоведение, география, гидрогеология и т. д.). Вместе с тем все биокосные системы имеют много общих черт. Напомним, например, что десульфуризация протекает и в почвах (болота, солончаки), и в илах, и в водоносных горизонтах, и в морской воде (в Черном море, в фиордах Норвегии). То же можно сказать об оглеении, окислении сульфидов, процессах засоления, огипсования, карбонатизации и многих других.

Отсюда становится понятным сходство геохимических классификаций почв, илов, кор выветривания, водоносных горизонтов и поверхностных вод. Действительно, все эти биокосные системы характеризуются одинаковыми или близкими термодинамическими условиями — температурой, давлением. Во всех системах развивается биологический круговорот атомов, для них характерна водная среда в качестве основной среды миграции. По существу, во всех случаях мы классифицируем одно и то же образование — природные воды в их различных формах. Поэтому, отмечая существование в биосфере отдельных биокосных систем, необходимо не только подчеркивать их различия, но и выявить то общее, что их объединяет в одну категорию природных образований.

Особое положение среди рассмотренных биокосных систем занимают ландшафты, сущность которых заключается в биогенной аккумуляции элементов — образовании живого

вещества. Однако в ландшафтах протекают и противоположные процессы разложения органических веществ, что сближает их как тип систем с почвами, илами, корами выветривания и т. д. Именно поэтому классы ландшафтов совпадают с классами почв и илов.

И наконец, к принципиально иным — биологическим системам относятся живые организмы, для которых характерны иные поля устойчивости химических соединений: белки, витамины, ферменты и другие органические соединения устойчивы только в организме и разрушаются после его смерти.

**Вещество, энергия, информация.** Геохимия изучает биокосные системы на атомарном уровне и в трех основных аспектах. Прежде всего, нас интересует, как изменяется вещество в биокосных системах, т. е. как мигрируют атомы. Но не менее важен и энергетический аспект — те сложные превращения энергии, которые при этом происходят. Вещественно-энергетическая картина мира, как известно, выявилась уже в середине XIX столетия, и тогда же изучение вещества и энергии стало основой методологии всех естественных наук. Прошло 100 лет, и в середине XX столетия, в годы научно-технической революции, выявился третий важнейший аспект изучения природы — информационный.

«Информация» — одно из фундаментальных научных понятий того же ранга, что «вещество», «энергия», «пространство», «время». По мнению акад. А. И. Берга, информационные процессы сопровождают все превращения вещества и энергии. При характеристике биокосных систем следует использовать такие «информационные» понятия, как целостность, структура, сложность, устойчивость, саморегуляция, обратная связь и т. д. Информационные показатели биокосных систем устанавливаются на основе методов кибернетики и теории информации.

Итак, чтобы осветить геохимию биокосных систем, необходимо ответить на три основных вопроса: как мигрируют атомы в биокосных системах? как при этом превращается энергия? как изменяется информация? Несомненно, что главная составная часть биокосных систем, определяющая их своеобразие и сущность протекающих в них процессов, это живое вещество, совокупность живых организмов. В каждой биокосной системе протекает биологический круговорот атомов (сокращенно: бик), в ходе которого атомы входят в состав живых организмов и заряжаются энергией, становятся геохимическими аккумуляторами. Вторая ветвь бика — разложение органических веществ и переход атомов снова в минеральное состояние. При этом поглощенная солнечная энергия выделяется в тепловой и

работоспособной химической форме. Именно за счет химической работы происходят почвообразование, выветривание горных пород и другие процессы, о которых уже говорилось в этой книге. «Захватывая энергию Солнца, живое вещество создает химические соединения, при распадении которых эта энергия освобождается в форме, могущей производить химическую работу», — писал Вернадский[22].

Разложение органических веществ — это сквозной процесс, характерный для всех биокосных систем, процесс, поставляющий в систему свободную энергию, делающий систему неравновесной. Именно поэтому биокосные системы — это неравновесные системы, и, чем энергичнее идет в них разложение органических веществ, чем больше разлагается этих веществ, тем дальше система от равновесия. Неравновесность наблюдается всюду, но особенно резко она выражена в ландшафтах теплого и влажного климата, где энергично протекает бик. Вспомним черные тропические реки и озера, «коричневые реки» и озера нашей тайги, где в одной и той же системе находятся и сильные восстановители — органические вещества, и сильный окислитель — свободный кислород. Но и биосфера в целом химически резко неравновесна (кислородная атмосфера + органические вещества). Постоянное поглощение солнечной энергии, перевод ее в химическую работоспособную форму определяет информационные особенности биокосных систем — сложность, дифференциацию, самоорганизацию, рост в них разнообразия. Достаточно сравнить в этом отношении однообразную толщу горной породы и сформировавшуюся на ней резко дифференцированную на горизонты почву ($A_1$, $A_2$, $B_1$, $B_2$, $B_3$ и т. д.). Напомним, что в почве на расстоянии нескольких сантиметров меняются pH, содержание отдельных элементов, окислительно-восстановительные условия. Итак, биокосные системы — это системы, богатые информацией.

В нашей книге рассматриваются явления преимущественно с позиций геохимии. Нетрудно показать, что и в других отношениях, например по особенностям механических процессов, биосфера также глубоко неравновесна. Постоянно текущие реки, морские течения, ветры, переносящие воздушные массы, свидетельствуют о резкой механической неравновесности биосферы.

**Окислительно-восстановительная и кислотно-щелочная зональность.** Биологический круговорот атомов представляет собой окислительно-восстановительный процесс, и именно поэтому главные черты всех биокосных систем определяются окислительно-восстановительными реакциями. В каждой системе

наблюдается зональность, которая характерна и для биосферы в целом: окислительная зона (атмосфера, ландшафт в целом, океаны и моря, частично водоносные горизонты), восстановительная зона (многие илы морей и океанов, глубокие подземные воды).

Наряду с живым веществом другим важнейшим компонентом биокосных систем является вода, которая также участвует в круговоротах различного масштаба и продолжительности.

Существенно, что в различных биокосных системах обнаруживаются одни и те же классы водной миграции, типоморфные элементы. Например, кислые системы характерны и для почв, и для коры выветривания, и для илов, и для водоносных горизонтов, и для ландшафтов. То же относится к сернокислому, кальциевому, кислому глеевому и другим классам. Это также свидетельствует о принадлежности биокосных систем к одной группе явлений, об их единстве.

С круговоротом воды и водной миграцией связано существование в биокосных системах кислотно-щелочной зональности. Кислотную обстановку в биосфере создают углерод (угольная и органические кислоты), сера ($H_2S$, $H_2SO_4$), в частных случаях — хлор (HCl) и фтор (HF). Остальные анионогенные элементы не имеют существенного значения из-за их низкого среднего содержания в земной коре (кларков). Но и у названных четырех элементов кларки очень невелики и, во всяком случае, намного меньше, чем у главных катионов, формирующих щелочную среду:

| **Кларки элементов, создающих кислотную среду** | **Кларки элементов, создающих щелочную среду** |
|---|---|
| C — $2{,}3 \cdot 10^{-2}$ | Ca — 2,96 |
| S — $4{,}7 \cdot 10^{-2}$ | Na — 2,50 |
| Cl — $1{,}7 \cdot 10^{-2}$ | K — 2,50 |
| F — $6{,}6 \cdot 10^{-2}$ | Mg — 1,87 |
| Σ $1{,}53 \cdot 10^{-1}$ | Σ 9,83 |

Таким образом, в литосфере явно наблюдается дефицит кислотообразующих элементов, среди которых ведущую роль в верхней части литосферы играет углерод.

Разложение органических веществ микроорганизмами поставляет в биокосные системы угольную и органические кислоты, которые и являются существенным источником кислой реакции. Важным источником углекислого газа на глубинах являются также процессы разложения карбонатов. В верхней части биосферы локальным источником сернокислой среды служит окисление пирита и других дисульфидов.

При взаимодействии кислых вод с горными породами

преобладающие по массе катионы горных пород нейтрализуют кислоты. В результате гидролиза происходит подщелачивание раствора, так как угольная и органическая кислоты являются кислотами средней или слабой силы, в то время как главные катионы образуют сильные основания. Так, при взаимодействии кислых вод с горными породами кислая среда сменяется щелочной. В результате в различных частях биосферы возникает кислотнощелочная зональность — смена кислотных горизонтов щелочными. Наиболее изучены эти явления в почвах, коре выветривания и илах.

Во всех районах влажного и теплого климата в элювиальных почвах происходит быстрое разложение растительных остатков, в связи с чем в верхние горизонты почв поступает много гумусовых кислот и углекислого газа. Оснований для их нейтрализации, как правило, не хватает, и в горизонте А почв возникает кислая и слабокислая среда (pH = 4,0—6,5). По сравнению с атмосферными осадками кислотность возрастает в десятки и сотни раз. Мигрируя в нижние горизонты почвы, эти кислые растворы взаимодействуют с минералами горных пород, разлагают их с освобождением сильных катионов — кальция, натрия, магния, калия и др. В результате кислоты частично или полностью нейтрализуются, pH повышается. Так в элювиальных почвах гумидных ландшафтов возникает кислотно-щелочная зональность.

Но принципиально сходная картина наблюдается и в черноземных, и в болотных, и во многих других почвах: в верхних горизонтах среда более кислая (или менее щелочная), чем в нижних.

Кислотно-щелочная зональность характерна и для илов, механизм ее возникновения и последовательность горизонтов, в общем, те же, что и в почвах (более кислые горизонты сверху, менее кислые — снизу).

Четко выражена кислотно-щелочная зональность в коре выветривания влажных тропиков, в верхние горизонты которой просачиваются кислые растворы из почвы. В нижней части коры создастся нейтральная или даже щелочная среда, обусловленная как принесенными сверху катионами, так и продуктами разложения первичных минералов нижних горизонтов. Особенно наглядна эта кислотно-щелочная зональность в древней коре выветривания ультраосновных пород Урала. Из верхних горизонтов коры — зоны охр и нонтронитов магний выносился, и там господствовала кислая реакция, а в нижних горизонтах — «выщелоченных серпентинитах» и «зоне дезинтеграции» он осаждался в форме магнезита, доломита, гидромагнезита,

керолита, магниевого монтмориллонита и даже брусита — $Mg(OH)_2$ (последний только в зоне дезинтеграции). Так в результате приноса магния сверху в нижних горизонтах возникала щелочная среда, а в коре выветривания в целом — кислотно-щелочная зональность. Следовательно, кислое выщелачивание, удаляя катионы из верхних горизонтов, приводило к развитию щелочной среды в нижних горизонтах.

Кислотно-щелочная зональность характерна и для водоносных горизонтов, и для водных масс рек, озер, морей и океанов. Конкретные формы зональности различны, но ее причины везде обусловлены процессами разложения органических веществ, биологическим круговоротом атомов.

**Геохимические барьеры.** Как мы убедились, геохимия много внимания уделяет физико-химическим обстановкам биокосных систем, выделяя сернокислый, кислый, кальциевый, содовый и прочие их классы. Отдельные классы господствуют на огромных пространствах. Например, все воды Мирового океана относятся к одному соленосному классу. Постепенно выявилась необходимость изучения границ между геохимическими обстановками, т. е. тех участков, где один класс сменяется другим. Нередко к подобным границам приурочены концентрации химических элементов. Такие границы автор в 1961 г. предложил именовать геохимическими барьерами, которые можно определить так же, как участки земной коры, где на коротком расстоянии происходит резкое уменьшение интенсивности миграции химических элементов и как следствие их концентрация (рис. 29).

Понятие о геохимических барьерах является одной из методологических основ изучения процессов образования руд, а следовательно, и решения такого важного практического вопроса, как прогнозирование месторождений полезных ископаемых, т. е. выделение района для поисков данного типа руд. На этой основе намечается возможность прогнозирования новых генетических типов рудных месторождений, еще неизвестных в природе. Не менее велико значение понятия о барьерах и для выяснения природы геохимических аномалий, для разработки методики поисков месторождений. Это понятие важно и для решения проблем охраны природы и борьбы с загрязнением окружающей среды.

Те участки земной коры, которые мы теперь именуем барьерами, конечно, и раньше привлекали внимание ученых, но только как конкретное проявление различных процессов, как частные случаи. Теперь же они рассматриваются с общих позиций — как самостоятельный объект исследования, особое научное

понятие. При классификации геохимических барьеров автор исходил из представлений о формах движения материи, что позволило выделить четыре основных типа барьеров — механические, физико-химические, биогеохимические (накопление элементов организмами) и техногенные. К последним относятся концентрации элементов, связанные с хозяйственной деятельностью человечества. Рассмотрим более подробно физико-химические барьеры.

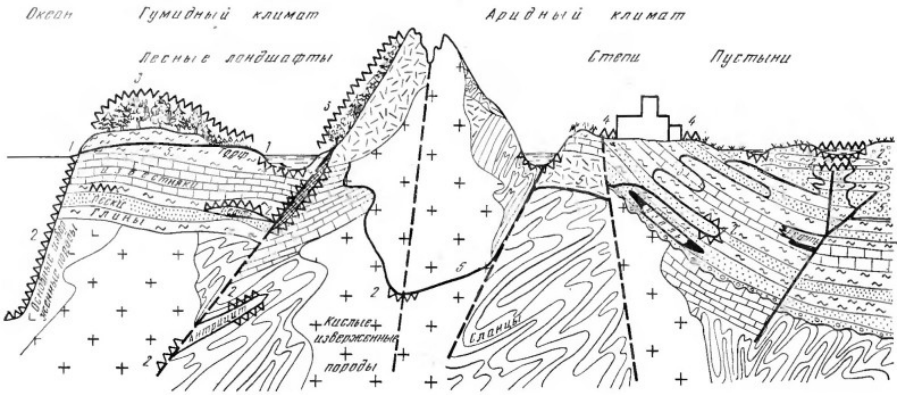



Рис. 29. Геохимические барьеры в биосфере.

*1* — механические; *2* — физико-химические; *3* — биогеохимические; *4* — техногенные; *5* — глубина проникновения кислородных вод в литосферу

**Матричный принцип систематики концентрации элементов на физико-химических барьерах.** Концентрация химических элементов на этих барьерах зависит, с одной стороны, от класса барьера, а с другой — от состава вод, поступающих к барьеру. На сочетании этих двух факторов и построена систематика типов концентрации элементов (табл. 6). В таблице отмечены элементы, легко мигрирующие в отдельных классах вод, а также «запрещенные ассоциации», миграция которых сильно затруднена или практически невозможна. Каждый тип концентрации обозначается двойным символом, включающим класс барьера и класс вод (например, *A5*, *B1*). Понятно, что на барьере концентрируются не все элементы, подвижные в данном классе вод, а только некоторые из них. Они тоже указаны в таблице.

Кислородные и глеевые воды могут различаться по окислительно-восстановительным условиям, т. е. возможны слабоокислительные и резкоокислительные воды, слабоглеевые и резкоглеевые и т. д. Отсюда следует, что из слабоглеевых вод возможно осаждение элементов на глеевом барьере (с резкоглеевой средой). Эта комбинация и отмечена в табл. 6 (*C5*—

*C8*). Из кислородных вод также возможны концентрации элементов на кислородном барьере (*A1—A4*).

Однако некоторые сочетания в природе не встречаются, как, например, *E1*, *E2* (при встрече сильнокислых кислородных вод с кислым барьером элементы не концентрируются). Как видим, предлагаемая систематика построена по матричному принципу, который «организует мысль» и позволяет выделять новые типы концентраций, еще не установленные в природе, т. е. прогнозировать. В таблице выделено 86 типов концентраций элементов, однако некоторые из них пока не установлены. Пользуясь таблицей-матрицей, можно наметить условия их образования и сказать, где (в каких условиях) искать.

**Рудные месторождения и геохимические аномалии образуются на барьерах.** С каждым типом концентрации (от *A1* до *H12*) связано образование геохимических аномалий. Значительно реже на барьерах образуются месторождения полезных ископаемых, т. е. такие крупные концентрации, извлечение которых из недр оправдано экономически. Но из этого не следует, что геохимические аномалии не представляют практического интереса — часто они являются хорошими поисковыми признаками месторождений.

В тех местах, где глеевая обстановка на коротком расстоянии сменяется окислительной кислородной, например в краевых зонах болот, в местах разгрузки глубинных глеевых вод по разломам возникает кислородный геохимический барьер (*A*), на котором происходит окисление $Fe^{2+}$ и $Mn^{2+}$. В результате образуются плохо растворимые гидроокислы трехвалентного железа ($Fe^{3+}$) и четырехвалентного марганца ($Mn^{4+}$).

Как показали исследования Ф. В. Чухрова, при быстром окислении железа глеевых вод сначала образуется минерал-эфемер — ферригидрит $2{,}5Fe_2O_3 \cdot 4{,}5H_2O$, по кристаллической структуре сходный с гематитом. В процессе окисления важную роль играют особые железобактерии.

Тип *A6* встречается почти повсеместно в лесных ландшафтах влажного климата. Большое количество разлагающихся органических веществ приводит здесь к широкому распространению оглеения в почвах, илах, грунтовых водах. Кислые глеевые воды обогащены $Fe^{2+}$, $Mn^{2+}$, органическими кислотами, придающими воде цвет крепкого чая. Там, где такие воды выходят на земную поверхность, например у основания склона, возникает кислородный барьер, осаждаются гидроокислы железа и марганца в виде конкреций и пластов бурых железняков. Глеевые грунтовые воды нередко разгружаются на дне рек и озер, где также возникает кислородный барьер.

Геохимик Т. Т. Тайсаев показал, что в Бурятии вблизи месторождений полезных ископаемых гидроокислы железа нередко обогащены рудными элементами. Это объясняется тем, что гидроокислы железа являются коллоидными минералами и легко сорбируют из воды многие металлы. Поэтому, анализируя гидроокислы железа на участках кислородных барьеров, можно искать месторождения. Это особая разновидность геохимических методов поисков рудных месторождений.

Глубинные восходящие глеевые воды, поднимаясь по разлому в месте контакта с кислородными водами, встречают кислородный барьер, на котором также осаждаются гидроокислы железа и марганца, приводящие к развитию ожелезнения в зонах разломов (рис. 30).

Нейтральные и щелочные глеевые воды характерны для районов распространения пород и почв, содержащих $CaCO_3$, например для болотных вод лесостепи и черноземных степей. Здесь железо менее подвижно, чем в тайге, а марганец подвижен. Поэтому на кислородном барьере концентрируются преимущественно гидроокислы марганца, содержащие примесь железа (тип *А7*).

Тип *А8* характерен для болот с содовыми водами. Типы *А9—А12* возникают в местах разгрузки глубинных сероводородных вод — на контакте этих вод с кислородными подземными водами или с кислородом воздуха. Здесь особые бактерии окисляют сероводород до элементарной серы. Эти явления широко распространены на выходах сероводородных источников. В прошлые геологические эпохи в местах длительной разгрузки сероводородных вод возникали месторождения самородной серы, как, например, в Туркмении (Гаурдак, Серные Бугры), Ферганской долине (Шорсу). Образование сероводородных вод особенно энергично идет на участках нефтяных месторождений (углеводороды — пища для бактерий), где развиты гипсы — источник сульфатов. Поэтому именно к таким местам и приурочены серные месторождения (типы *А11* и *А12*, рис. 31).

В местах, где кислородные или глеевые воды встречают на пути своего движения сероводородную обстановку, или сульфиды, возникают *сероводородные, или сульфидные барьеры* (*В*). Образование сероводорода, как мы убедились, в основном связано с деятельностью бактерий, реже при этом имеют место химические реакции. Сероводородные (сульфидные) барьеры имеют большое практическое значение, так как на них образуются рудные тела некоторых месторождений меди, урана, селена и других элементов. Еще чаще встречаются геохимические аномалии этих элементов.

Если на возвышенности располагаются рудные тела, содержащие сульфиды железа, никеля, кобальта, меди и других металлов, то окисление этих руд приводит к образованию сернокислых грунтовых вод, обогащенных металлами. Двигаясь в сторону депрессий рельефа, такие воды встречают торфяное болото у подножия склона, где бактерии восстанавливают $SO_4^{2-}$ с образованием $H_2S$. В результате в краевой зоне болота возникает сероводородный барьер, на котором концентрируются принесенные металлы. Так образуется геохимическая аномалия *B1*, оторванная от оруденения, которая служит важным поисковым признаком месторождений (рис. 32). Эти явления были изучены в районе медно-никелевых месторождений Кольского полуострова.

В зонах окисления сульфидных месторождений наблюдается и вертикальная миграция сернокислых растворов, которые, реагируя с первичными сульфидами, также дают сероводород:

$MeS + H_2SO_4 \rightarrow MeSO_4 + H_2S$.

В результате в нижней части зоны окисления возникает сероводородный барьер, на котором осаждаются металлы, вынесенные из зоны окисления. Так образуются вторичные богатые сульфидные руды, местами представляющие главную ценность месторождения. В ряде случаев осаждение происходит и без участия сероводорода вследствие других процессов, но с обязательным участием сульфидов. Формирование этой зоны вторичного сульфидного обогащения связано, в частности, с обменными реакциями типа

$CuSO_4 + MeS \rightarrow CuS + MeSO_4$.

Большое значение приобретают и различные микрогальванические пары, т. е. электрохимические явления. Поэтому можно говорить о сульфидном барьере, частным случаем которого является и сероводородный барьер.

Во многих озерных, морских и океанических илах, а также в морских осадочных породах встречаются сульфиды железа (пирит) и реже других металлов. Это позволяет утверждать, что в илах существовал сероводородный барьер, на котором из слабощелочной, морской или иловой воды осаждались металлы (тип *B3*, отчасти *B7*). Напомним, что особенно энергично эти процессы протекали в конце рифея в так называемую вендскую эпоху и в начале палеозоя — в кембрии, ордовике, силуре (680—410 млн. лет назад). Именно в это время во многих морях шло накопление илов, обогащенных сульфидами металлов.

Подробно изучен тип концентрации *B3*, с которым связано образование урановых руд в водоносных горизонтах артезианских бассейнов. Как показали исследования, сероводородный барьер

здесь возникает на выклинивании зоны пластового окисления. Уран и его спутники — селен и молибден — осаждаются из инфильтрующихся вод. В сходных условиях могут формироваться и концентрации типа *B4*, менее ясны типы *B5—B8*, они еще подлежат изучению.

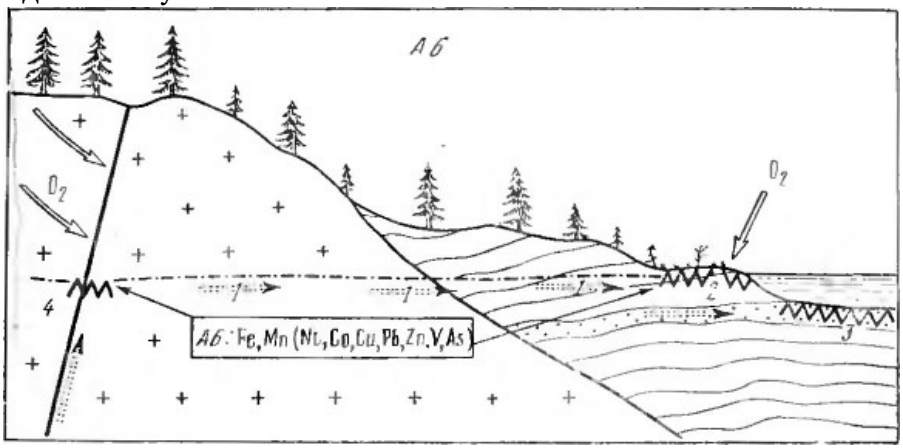



Рис. 30. Аккумуляции типа *A6*.

*1* — кислые глеевые воды. Кислородные барьеры: *2* — у основания склона; *3* — на дне озера; *4* — в зоне разлома

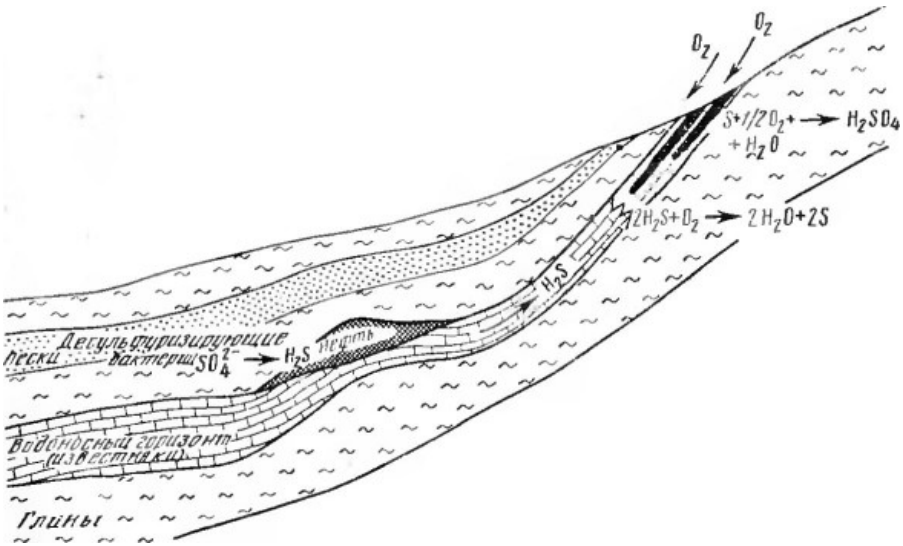



Рис. 31. Схема формирования месторождения самородной серы в местах длительной разгрузки сероводородных вод (*A11*)

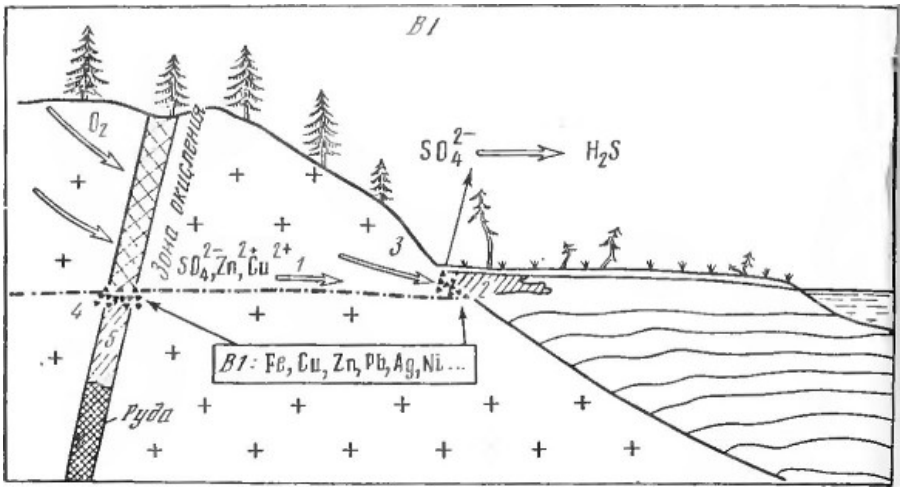



Рис. 32. Геохимическая аномалия типа *B1*.

*1* — сернокислые грунтовые воды, обогащенные металлами; *2* — торфяное болото; *3* — сероводородный барьер; *4* — сульфидный барьер в нижней части зоны окисления; *5* — вторичные сульфидные руды

*Глеевые барьеры* (*С*) возникают в местах встречи кислородных и сероводородных вод с глеевой средой. Они характерны для таежных, тундровых, степных и тропических болот, для глубоких водоносных горизонтов, но изучены пока слабо.

Исключительно распространены в биосфере *щелочные барьеры* (*Д*), которые возникают в местах повышения pH среды, например при смене сильнокислой обстановки на слабокислую или слабощелочной на сильнощелочную. Однако наиболее контрастны барьеры в местах перехода от кислой среды к щелочной.

| Физико-химические условия | СОСТАВ ВОД, ПОСТУПАЮЩИХ К ГЕОХИМИЧЕСКОМУ БАРЬЕРУ | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Окислительно-восстановительные | КИСЛОРОДНЫЕ ВОДЫ | | | | ГЛЕЕВЫЕ ВОДЫ | | | | СЕРОВОДОРОДНЫЕ ВОДЫ | | | |
| Щелочно-кислотные | I. Сильно-кислые | II. Кислые и слабокислые | III. Нейтральные и слабощелочные | IV. Сильно-щелочные (содовые) | V. Сильно-кислые | VI. Кислые и слабокислые | VII. Нейтральные и слабощелочные | VIII. Сильно-щелочные (содовые) | IX. Сильно-кислые | X. Кислые и слабокислые | XI. Нейтральные и слабощелочные | XII. Сильно-щелочные (содовые) |
| Границы pH в зоне гипергенеза | <3 | 3–6,5 | 6,5–8,5 | >8,5 | <3 | 3–6,5 | 6,5–8,5 | >8,5 | <3 | 3–6,5 | 6,5–8,5 | >8,5 |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| Элементы, подвижные в водах любого состава | ← Na, K, Rb, Cs, N, Cl, Br, J → | | | | | | | | | | | |
| Парагенная ассоциация | Li, Tl, F, Mg, Ca, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Hg, Be, Al, Ga, In, Sc, Y, Tl, Si, Ge, Sn, Ti, Zr, Th, Cr, Mo, W, U, P, As, V, Nb, Ta | Li, Tl, F, Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Hg, Ag, As, Be, Al, Ga, In, Sc, Y, Tl, Si, Ge, Sn, Ti, Zr, Th, Cr, Mo, W, U, P, As, V, Nb, Ta | Li, Tl, Mg, Ca, Sr, Sc, Cr, Mo, W, U, Re | Li, F, B, Zn, Cu, Ag, Be, Al, Sc, Y, Si, Ge, Sn, Ti, Zr, Th, Cr, Mo, W, U, Nb, Ta | Li, Tl, F, Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Ag, As, Be, Al, Ga, In, Sc, Y, Si, Ge, Sn, Ti, Zr, Th, Cr, Mo, W, U, P, V, Nb, Ta | Li, Tl, F, Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Ag, Au, Be, Al, Ga, In, Sc, Y, Si, Ge, Sn, Ti, Zr, Th, Cr, Mo, W, U, P, V, Nb, Ta | Li, Tl, Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Hg, Mo, W, U | Li, Tl, F, B, Mn, Ca, Zn, Cd, Hg, Be, Al, Sc, Ga, Y, Si, Ti, Ge, Zr, Sn, Mo, W, U | Li, Tl, F, Mg, Ca, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Cd, Hg, Be, Al, Sc, Ga, Y, Si, Ti, Ge, Zr, Sn, Th, Cr, P, As | Li, F, Tl, Mg, Ca, Sr, Ba | S, Se | Li, F, Be, B, Al, Sc, Y, Tl, Zr |
| Запрещенная ассоциация | Se, Ba, Ag, As, Sn, Te, Sb | | Ba, Fe, Co, Ni, Pb | Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Pb | | | Ba, Fe, Co, Ni, Pb, Ag | Mg, Ca, Sr, Ba, Fe, Co, Ni, Pb | Co, Hg, Pb, Bi, Sn, As, Sb | | Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Ag | Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Ag |
| КЛАСС ГЕОХИМИЧЕСКОГО БАРЬЕРА: Кислородный A | A1 Fe | A2 Fe, Mn, Co | A3 Mn | A4 — | A5 Fe | A6 Fe, Mn, Co | A7 (Fe), Mn, Co | A8 (Mn) | A9 S, Se, (Fe) | A10 S, Se | A11 S, Se | A12 S, Se |
| Сульфидный (сероводородный и др.) B | B1 Tl, Cu, Hg, Pb, Cd, Ag, Sn, As, Sb, Mo, W, U | B2 Tl, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Sn, Cr, Mo, U | B3 Tl, Cr, Mo, U, Se, Re, V | B4 Cu, Ag, Zn, Cr, Mo, U, V, As | B5 Tl, Pb, Cd, Bi, Sn | B6 Tl, Fe, Co, Ni, Pb, Cu, Zn, Cd, Hg, U | B7 Tl, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Hg, (Mo), (U) | B8 Tl, Cu, Zn, Cd, Hg, Mo, (Fe, Co, Ni, U) | — | — | — | — |
| Глеевый C | C1 Cr, U, Mo | C2 Cr, U, Mo | C3 Cu, Cr, U, Mo, Re, Se, V | C4 Cu, Ag, Cr, Mo, U, Re, Se, V, As | C5 Co, U, Mo | C6 Cr, U, Mo | C7 Mo, U | C8 Sn, U | C9 — | C10 — | C11 — | C12 — |
| Щелочной D | D1 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, Al, Ga, Y, Tl, Ge, P, As, U | D2 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, (U) | D3 | — | D5 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, Al, Ga, Y, Tl, Ge, P, As, (U) | D6 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Be, Al, Ga, Y, Tl, Ge, P, As, (U) | D7 Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Cd, Mn, Co, Ni | — | D9 Mg, Ca, Sr, Ba, Ra, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, Be, Al, Ga, Y, Tl, Ge, P, As | D10 Mg, Ca, Sr, Ba | D11 — | — |
| Кислый E | — | E2 — | E3 Si, Mo | E4 (Co), (Zn), Ag, Be, Al, Ga, Sc, Y, Tl, Si, (Ge), Zr, (Ti), Mo, Cr, V | — | E6 — | E7 Si, Mo | E8 (Co), (Zn), Be, Al, Ga, Sc, Y, Tl, Si, Zr, (Ti), Mo | — | E10 — | E11 Si, Ge | E12 Be, Al, Ga, Sc, Y, Tl, Si, Ge, Zr, (Ti) |
| Испарительный F | F1 Na, K, Rb, Tl, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Al, Mo, U | F2 — | F3 Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, F, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S, Zn, Mo, U, V, Se | F4 Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, F, Cl, Br, J, Co, Zn, Mo, U, Se, V | F5 Na, K, Rb, Tl, Cl, Mg, Ca, Sr, S, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Cd, Al, Mo, U | F6 — | F7 Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S, Zn | F8 Li, Na, K, Rb, Tl, N, B, F, Cl, Br, J, Zn | F Li, Na, K, Rb, F, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S | F — | F11 Li, Na, K, Rb, F, Cl, Br, J, Mg, Ca, Sr, S | F12 Li, Na, K, Rb, N, B, F, Cl, Br, J |
| Сорбционный G | G1 Al, Se, Ge, Si, Ge, P, V, As | G2 Si, Ba, Zn, Cd, Ni, Co, Pb, Cu, U, Cl, Br, J, F, S, P, V, Mo, As | G3 Li, Na, K, Rb, Cs, Tl, Zr, (Cl, Br, J, F, B, S, P, V, Mo, As) | G4 Li, Na, K, Rb, Cs, Tl, (Cl, Br, J, B, F, S, P, V, Mo, As) | G5 Al, Se, Ga, Si, Ge, P, V, As | G6 Si, Ba, Zn, Cd, Ni, Co, Pb, Cu, U, Cl, Br, J, F, S, P, Fe, Mn | G7 Li, Na, K, Rb, Cs, Tl, Zn, (Cl, Br, J, F, B, S, P) | G8 Li, Na, K, Rb, Cs, Tl, (Cl, Br, J, B, F, S, P) | G9 Al, Se, Ga, Si, Ge, P, V, As | G10 Sr, Ba, (Cl, Br, J, F, B, S, P) | G11 Li, Na, K, Rb, Cs, (Cl, Br, J, F, B, S, P) | G12 Li, Na, K, Rb, Co, (Cl, Br, J, F, B, P) |
| Термодинамический H | H1 — | H2 Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Zn, Pb, Co, Ni | H3 (Li), Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Pb | H4 Zn, (Cu), (U) | H5 — | H6 Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Zn, Pb, Co, Ni, Fe | H7 (Li), Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Pb, Mn | H8 Zn, (Cu), (U) | H9 — | H10 Mg, Ca, Sr, Ba | H11 Mg, Ca, Sr, Ba | H12 — |

Табл. 6. Типы концентрации элементов на геохимических барьерах

Тип *Д1* формируется, например, при окислении сульфидных руд, залегающих в известняках (рис. 33). Образующиеся при этом сернокислые растворы, несущие железо, медь, цинк и другие металлы, взаимодействуют с вмещающими карбонатными породами и усредняются. В результате повышения pH на щелочном барьере осаждаются гидроокислы и карбонаты металлов, как, например:

$$\underset{\text{раствор}}{ZnSO_4} + \underset{\substack{\text{твердая}\\ \text{фаза}}}{CaCO_3} \rightarrow \underset{\text{твердая фаза}}{ZnCO_3 + CaSO_4}.$$

Поэтому зона окисления в таких местах богата вторичными карбонатами металлов.

Среди карбонатов особенно выделяются красивые зеленые и синие карбонаты меди — малахит и азурит. Замечательные малахиты Урала, украшающие Зимний дворец, Исаакиевский собор и другие архитектурные памятники Ленинграда, — продукты осаждения меди на щелочных барьерах.

В районах влажного климата на контакте ультраосновных пород с известняками образуется аномалия типа *Д2* (рис. 34). Разложение органических остатков в почвах приводит здесь к образованию кислых вод, в которых легко растворяются марганец, никель, кобальт, содержащиеся в ультраосновных породах (никель и кобальт образуют органические комплексы с органическими кислотами). На контакте с известняками

возникает щелочной барьер, на котором осаждаются эти металлы.

Значительно менее распространены, или, во всяком случае, хуже изучены, *кислые барьеры* (*Е*). Они образуются при уменьшении pH, особенно при смене щелочной среды на кислую. В щелочных водах хорошо мигрируют анионогенные элементы, например кремний ($SiO_3^{2-}$), селен ($SeO_3^{2-}$), молибден ($MoO_4^{2-}$), германий ($GeO_3^{2-}$) и т. д. В местах понижения pH, особенно при резком уменьшении щелочности, они осаждаются из вод, приводя к окремнению пород, концентрации в них молибдена, германия и других элементов. Эти явления наблюдаются и в зоне окисления сульфидных руд в известняках, в которых возможен ток вод в сторону сульфидных руд. Гидрокарбонатные воды имеют слабощелочную реакцию и могут содержать повышенные количества кремнезема. Последний будет осаждаться при встрече щелочных вод с кислыми, т. е. на кислом барьере *Е*. В результате происходит формирование аномалий типа *Е3*, окремнение известняков, характерное для многих зон окисления сульфидных руд. В этом случае геохимический барьер как бы работает на два фронта (в обе стороны): в сторону от руд это — щелочной барьер (*Д1*), а по направлению к рудам — кислый (*Е3*). Такие барьеры называются двусторонними, для них характерны несовместимые ассоциации элементов, включающие, например, и катионогенные и анионогенные металлы (см. рис. 33).

К проявлению кислого барьера относятся некоторые окремнелые стволы деревьев в древних речных песках. Автор наблюдал подобные окаменелые стволы в пермских песчаниках Оренбургской области. В реку, протекавшую на этом месте около 250 млн. лет назад, во время бурных паводков, вероятно, падали стволы деревьев. «Захороненные» в речных песках, они длительное время омывались щелочными водами, обогащенными кремнеземом. Микробиологическое разложение «захороненной» древесины приводило к выделению большого количества $CO_2$, в связи с чем на участке гниения дерева вода подкислялась. Там возникал локальный кислый барьер, на котором и осаждался $SiO_2$, постепенно клеточка за клеточкой замещавший древесину. Подобные метасоматические процессы могли протекать не только в речной долине и грунтовых водах, но и в глубоких пластовых водах через длительный промежуток времени после захоронения древесины.

*Испарительные барьеры* (*F*) — это такие участки биосферы, где в результате испарения поверхностных или подземных вод происходит отложение растворимых солей, преимущественно хлоридов и сульфатов и значительно реже карбонатов, нитратов, боратов, йодатов, хроматов и т. д. О проявлениях испарительных

барьеров уже говорилось: к ним относятся и засоленные почвы (солончаки и солонцы), и соляные озера. Обнаружено также засоление пород, обязанное испарению глубокозалегающих грунтовых вод. Во всех случаях мы сталкиваемся с уже известной закономерностью: геологические и географические формы проявления геохимического барьера весьма разнообразны (почвы, озера, горные породы), но их геохимическая сущность одинакова — накопление наиболее подвижных элементов, образующих растворимые соли.

В геологических науках много внимания уделяется соляным озерам, лиманам, соляным отложениям. В биосфере засоление развивается уже более 500 млн. лет; его наследие в виде залежей ископаемых солей играет важную роль в жизни человечества (пищевая соль, химическое сырье и т. д.). Сельскохозяйственное освоение степей и пустынь потребовало глубокого изучения солончаков и солонцов, начало которому, как мы убедились положили исследования К. К. Гедройца. Ныне это крупный раздел почвоведения.

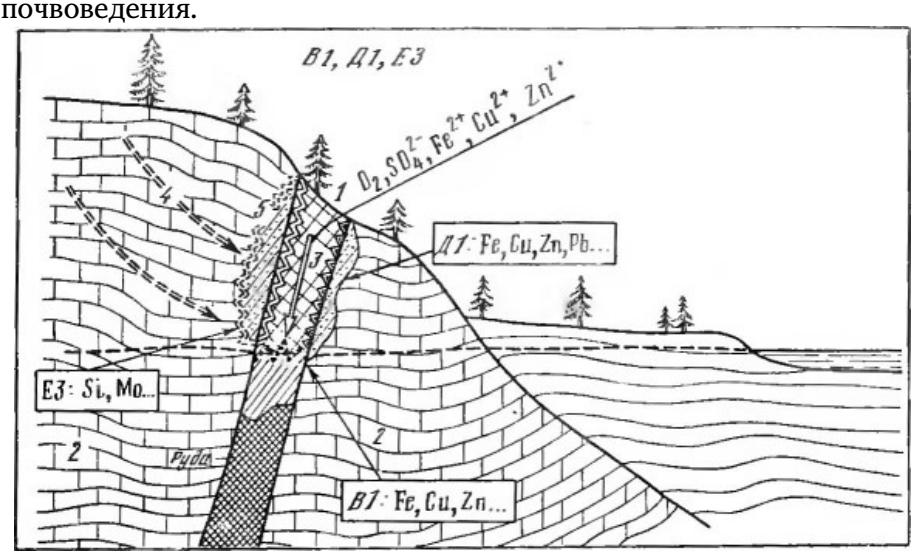



Рис. 33. Аномалии типа *B1*, *Д1* и *E3*.

*1* — сернокислые растворы; *2* — известняки; *3* — щелочной барьер (*Д*), *4* — миграция вод в сторону сульфидных руд; *5* — кислый барьер (*E*)

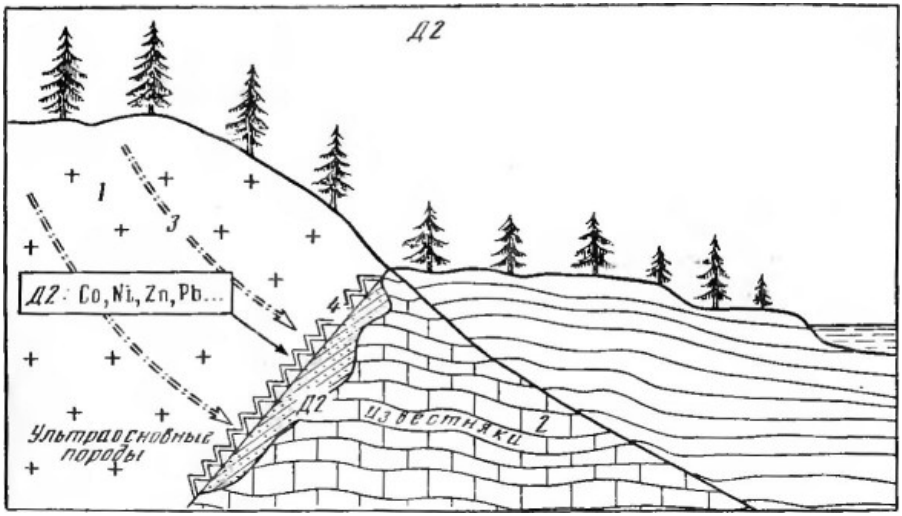



Рис. 34. Аномалия типа *Д2*

*1* — ультраосновные породы; *2* — известняки; *3* — кислые воды; *4* — щелочной барьер (*Д*)

Все процессы миграции и концентрации солей А. Е. Ферсман предложил именовать галогенезом. Своеобразные аспекты изучения галогенеза, новые разновидности испарительных барьеров выявились в связи с геохимическими поисками рудных месторождений. С этой целью потребовалось изучать засоление в низкогорных каменистых степях и пустынях (ранее оно не привлекало большого внимания), поведение редких элементов при засолении, роль разломов земной коры в процессах засоления.

Разлом — это крупная трещина (или система трещин) в скальных породах, прослеживающаяся на большую глубину, местами на десятки и, возможно, сотни километров. Разломы специально изучает геологическая наука тектоника, но интересуются ими многие представители наук о Земле — и геологи и географы. По разломам часто происходит поднятие напорных подземных вод к поверхности. В степях и пустынях в таких местах нередко образуется испарительный барьер, в связи с чем сама зона разлома прослеживается в виде линии или цепочки солончаков, солонцов, соляных озер, своеобразной растительности, состоящей из сочных «солянок». Нередко такое разломное засоление, как его назвал автор, простирается на многие десятки и даже сотни километров. В этом случае испарительный барьер имеет важное индикационное значение. Прежде всего, выцветы солей помогают геологу при съемке прослеживать разломы, наносить их на карту. Интересуют такие солончаки и гидрогеолога. Хорошо известно, что в сухих степях и

пустынях часто отсутствуют реки и пресные озера и главную надежду в поисках питьевой воды возлагают на подземные воды. А многие разломы водоносны. Поэтому нередко достаточно пробурить скважину на участке разлома, чтобы получить хороший источник водоснабжения. Признаком разлома служит испарительный барьер — линейная зона засоления. Но, позвольте, может сказать читатель, для водоснабжения необходима пресная вода, а солончаки указывают на соленую воду. Это верно, но многие разломы содержат хорошую пресную воду, и только вблизи самой поверхности она осолоняется. Следовательно, если воду откачивать с некоторой глубины, то она будет вполне пригодна для питья.

Конечно, не одни солончаки являются признаками разломов; у геологов имеется много других критериев, но и испарительный барьер может принести пользу.

Теперь посмотрим, как матричный принцип позволяет выделить различные виды испарительных барьеров. Концентрация тина *F1* образуется в результате испарения сернокислых вод. Напомним, что серная кислота в биосфере образуется преимущественно при окислении пирита, например, в зоне окисления сульфидных месторождений. Если сульфидные рудные выходы окисляются в степях или пустынях, то сернокислые грунтовые воды нередко испаряются в понижениях рельефа, где образуются сернокислые солончаки, обогащенные растворимыми солями меди, цинка и других металлов. Так появляется геохимическая аномалия *F1*, ландшафт в целом относится к сернокислому классу.

Наиболее широко распространены в степях и пустынях аномалии типа *F3* и *F11*. К ним относятся многие солончаки Средней Азии, Казахстана и других аридных районов нашей страны. При геохимических поисках в Казахстане нередко на участках солончаков обнаруживали повышенные количества молибдена, стронция, цинка и других рудных элементов. Возник вопрос: как относиться к таким геохимическим аномалиям? В частности, являются ли они указателем на близкозалегающие рудные месторождения, например молибденовые? Конечно, каждый геолог стремится открыть месторождение, и на аномалии в солончаках первое время смотрели с надеждой. К сожалению, вскоре пришло разочарование: было установлено, что некоторые рудные элементы, и в частности молибден, обладают способностью к испарительной концентрации, т. е. ведут себя аналогично натрию, хлору, сере, накопление которых при засолении было установлено уже давно. Поэтому многие геохимические аномалии молибдена и других металлов,

обнаруживаемые на солончаках, являются безрудными и должны «отбраковываться». Так геохимия помогла решить важный практический вопрос — отделить рудные аномалии от безрудных. (Конечно, в степях и пустынях вблизи молибденовых месторождений могут образоваться солончаки с повышенным содержанием молибдена, и такая аномалия будет рудной, т. е. явится поисковым признаком на руду. Однако подобные аномалии отличаются рядом особенностей, и их можно выделить среди большого числа безрудных аномалий.)

На участках нефтяных залежей также нередко наблюдаются глубокие разломы, по которым глубинные «нефтяные воды» поступают к поверхности. В геохимическом отношении эти воды очень своеобразны — часто обогащены йодом и бромом, органическими веществами, содержат мало сульфатов, которые съедены бактериями. Поэтому и в солончаках над нефтяными залежами мало гипса, сравнительно много йода, органических веществ нефтяного происхождения (нафтеновые кислоты и пр.). Аномалии относятся к типам *F7*, *F8*, *F11* и *F12*. Отсюда естествен вывод, что геохимическое изучение солончаков в степях и пустынях может помочь искать нефтяные залежи.

Такой почвенно-геохимический метод поисков нефти был разработан в 50-х годах советским почвоведом В. А. Ковдой. Например, исследования в районе месторождения Нефтечала показали, что в солончаках над нефтяной залежью по сравнению с другими солончаками преобладают хлориды, мало гипса, почва в два раза богаче йодом и т. д. Дальнейшее совершенствование этого метода и его практическое применение весьма актуальны, особенно в связи с большим объемом поисковых работ в Средней Азии и других аридных районах.

Особый характер приобретают испарительные барьеры в степях и пустынях с действующими вулканами или там, где вулканизм развивался в недавние геологические времена — четвертичном или неогеновом периодах (приблизительно до 25 млн. лет назад, что составляет менее 1% всего периода геологической истории). В таких районах местами распространены глубинные щелочные горячие воды, содержащие повышенные количества бора, лития, мышьяка, вольфрама и других ценных элементов. В местах испарения таких вод солончаки обогащены многими рудными элементами; образуются целые промышленные месторождения. Особую славу в этом отношении приобрел солончак (соленое озеро) Сёрлз в Калифорнии (США), рассолы которого содержат литий, бор, калий, бром, вольфрам, мышьяк, фтор, сурьму и другие редкие элементы. Эта аномалия относится к типу *F12*.

Мы рассказали о современных испарительных барьерах, о геохимических аномалиях, образующихся в настоящее время. Но в сухих степях и пустынях встречаются и древние аномалии, которые формировались сотни тысяч и миллионы лет назад. Изучение таких аномалий также необходимо для решения различных практических вопросов.

Читатель уже знает, что в Казахстане широко распространена кислая выщелоченная древняя кора выветривания, которая формировалась более 100 млн. лет назад в мезозойскую эру. В то время на месте современных степей и пустынь росли влажные тропические леса, развивалось кислое выщелачивание. Из коры выветривания выносились не только кальций, магний и другие макроэлементы, но и многие рудные микроэлементы, как, например, медь, цинк, свинец. Поэтому при геохимических поисках в районах развития древней коры выветривания пробы, взятые на анализ из коры, показывают очень низкое содержание металлов. Но иногда наблюдается и более высокое содержание, например для молибдена, стронция, цинка. Естественно, возникает вопрос: что, это указатель на залегающие на глубине руды или же опять безрудная аномалия?

Исследования Н. А. Шмельковой показали, что часто в местах повышенного содержания микроэлементов древняя кора обогащена гипсом и легкорастворимыми солями. Было доказано, что древняя кора через много десятков миллионов лет после своего образования подверглась процессам засоления. Геологические факты свидетельствуют, что в Казахстане влажный климат в неогене сменился засушливым и там, где 150 млн. лет назад были тропические леса, 10—15 млн. лет назад господствовала саванна, напоминающая современные ландшафты Нигера, Мали и других стран Африки. В неогеновых отложениях обнаружены остатки жираф, носорогов и прочих представителей фауны саванн. Таким образом, древнее засоление еще более древней коры выветривания привело к накоплению в ней молибдена и других микроэлементов. Следовательно, при геохимических поисках надо отличать засоленную кору выветривания от незасоленной.

Следы древнего засоления встречаются и в осадочных породах в виде огипсованных горизонтов, часто залегающих на глубине 10 м и более от поверхности. Это преимущественно остатки солончаков, которые существовали на равнинах Средней Азии и Казахстана сотни тысяч и миллионы лет назад. Изучение таких горизонтов особенно необходимо при орошении новых территорий. Ведь при орошении поверхностные воды вполне могут проникнуть на глубину 10 м и более. Там они растворят

соли, которые в дальнейшем при испарении грунтовых вод поднимутся к поверхности и засолят почву. В результате орошение вместо пользы принесет большой вред. Поэтому в районах, намеченных к орошению, не только изучают современный почвенный покров, но и всю толщу рыхлых отложений на глубину в десятки метров. Необходимо выяснить, нет ли там ископаемых испарительных барьеров — древних аккумуляций солей, которые человек неосторожно через много лет может вовлечь в миграцию.

*Сорбционные барьеры* (*G*) возникают в тех местах биосферы, где воды соприкасаются с сорбентами — веществами, способными поглощать (сорбировать) из растворов растворенные газы, ионы и молекулы.

Геохимическое значение сорбции очень велико, так как в результате этих процессов химические элементы извлекаются из «недосыщенных вод», из которых не могут образоваться самостоятельные минералы данных элементов. Для некоторых редких элементов сорбция — почти единственный и самый важный механизм концентрации в биосфере. Например, редкий металл рубидий никогда не насыщает природные воды, и науке неизвестны собственные минералы рубидия. Но глины могут поглощать рубидий из вод, и в результате за геологическое время в глинах хотя и в слабой степени, но все же концентрируется этот металл. Сорбция глинами играет важную роль и в истории другого редкого щелочного металла, соседа рубидия по периодической системе, — цезия.

Помимо почв сорбционные барьеры очень характерны для глинистых илов океанов, морей, озер, для торфяных болот, водоносных горизонтов (на их контакте с водоупорными породами).

Нередко на одном и том же участке биосферы формируются барьеры различных типов, например сорбционный и кислородный. Мы уже рассказали о кислородном барьере, который был изучен в Бурятии. На нем из глеевых вод осаждались гидроокислы железа. Это аномалия *A6*. Но гидроокислы железа — хорошие сорбенты для мышьяка, ванадия и других элементов. Поэтому здесь же образуется и сорбционный барьер, аномалия *G6*. В целом на таких участках формируются совмещенные геохимические барьеры — кислородно-сорбционные и совмещенные аномалии *A6—G6*.

На участках окисляющихся сульфидных руд с характерными для них сернокислыми водами формируются сорбционные аномалии типа *G1* с концентрациями меди, цинка, серебра и других металлов. Здесь в глинах иногда накапливается до 1%

меди (по современным кондициям это медные руды), но каких-либо медных минералов обнаружить не удается. Аномалии *G2* особенно характерны для таежных ландшафтов и влажных тропиков с их кислыми водами, а *G3* и *G4* — преимущественно для степей и пустынь. На дне морей и океанов преобладают *G3*, но встречаются и *G11* (например, в глубоких зонах Черного моря, где вода заражена сероводородом). В илах содовых озер развиты аномалии *G4*. Понятно, что для каждого вида аномалии характерна сорбция определенной группы химических элементов, их парагенная ассоциация.

В последние годы обнаружена чрезвычайно интересная разновидность сорбционного барьера в рыхлых отложениях, перекрывающих рудные месторождения. Поиски таких «перекрытых руд» теперь приобретают особую важность, так как большинство месторождений, выходящих на поверхность, уже обнаружено. Вместе с тем под лёссом, морскими и речными глинами и другими осадочными породами на вполне доступной глубине залегает еще немало руд. Однако видимых признаков на земной поверхности такие месторождения не имеют.

Советские геохимики С. П. Албул, Л. В. Антропова, Г. Ф. Ларионов, Ю. Е. Сает и др. доказали, что во многих рудных провинциях СССР в почвах над перекрытыми месторождениями существуют геохимические аномалии меди, свинца, никеля и других рудных элементов. Эти аномалии обнаруживаются только с помощью различных вытяжек (уксуснокислых, содовых и др.), и интенсивность их очень мала. Все же они отчетливо выделяются, и, следовательно, рудное тело посылает нам сигнал о своем существовании через десятки метров перекрывающих глин. Аномалии, несомненно, имеют сорбционную природу, они чаще всего относятся к типу *G3*. Как они образовались, пока остается загадкой. Можно только предполагать, что от рудного тела медленно, в течение целых геологических периодов осуществляется миграция рудных элементов к земной поверхности вместе с поровыми растворами или же диффузионным путем. Однако непонимание природы явления не исключает возможности его практического использования (природа электричества тоже была понята позже изобретения динамо-машины). Сейчас в практику внедряется новый метод геохимических поисков перекрытых месторождений на основе определения рудных элементов в вытяжках из почв и глин.

*Термодинамические барьеры* (*H*) — так автором названы участки концентрации химических элементов в местах резкого изменения температуры или давления. Наиболее изучены явления понижения давления в водах, богатых углекислым газом

и ионом $HCO_3^-$.

Углекислые подземные воды широко распространены не только в биосфере, но и в земной коре в целом; часто они имеют высокую температуру, в них легко растворяются многие металлы, образующие бикарбонаты (известные только в растворе): $Ca(HCO_3)_2$, $Fe(HCO_3)_2$, $Pb(HCO_3)_2$ и т. д. Точнее, надо сказать, что в воде находятся ионы металлов и $HCO_3^-$, например: $Ca^{2+}$ + $HCO_3^-$ и т. д. При выходе таких вод на поверхность давление $CO_2$ понижается, бикарбонаты переходят в труднорастворимые карбонаты. В результате на этом термодинамическом барьере происходит осаждение карбонатов:

$$\underset{\text{раствор}}{Ca^{2+} + 2HCO_3^-} \longrightarrow \underset{\downarrow}{CaCO_3} + H_2O + \overset{\uparrow}{CO_2}.$$

Так образуются многие концентрации известковых туфов (травертинов). Например, к югу от Ленинграда расположено плато, сложенное известняками. Подземные воды в известняках насыщены бикарбонатом кальция, а в местах их выхода на поверхность отлагаются известковые туфы. Аналогичные явления известны во многих районах. Это преимущественно аномалии типа *H3* и *H7*.

Местами на *H*-барьере накапливаются грандиозные массы известняков. Всем, посещавшим Пятигорск, хорошо известна Горячая гора, на склонах которой и в наши дни выходят горячие углекислые сероводородные источники. Известняки, слагающие Горячую гору, отложились за геологическое время на термодинамическом барьере. Это тип *H11*.

Интересный пример аномалии, сформировавшейся на термодинамическом барьере (*H3*), изучила Л. Д. Кудерина на полиметаллическом месторождении Жайрем в Центральном Казахстане. Рудные тела здесь приурочены к палеозойским отложениям и перекрыты толщей кайнозойских глин и песков. Глины разбиты разломами, в которых наблюдаются повышенные концентрации свинца и марганца. Кудерина предположила, что при образовании разломов по ним поднимались гидрокарбонатные воды, содержащие $Pb(HCO_3)_2$ и $Mn(HCO_3)_2$. Высокое содержание $CO_2$ в водах связано с окислением сульфидных руд на глубине и взаимодействием образующейся $H_2SO_4$ с вмещающими известняками: $CaCO_3 + H_2SO_4 \rightarrow CaSO_4 + H_2O + CO_2$. В приповерхностной части разломов давление углекислого газа понижалось, карбонатное равновесие нарушалось, что и приводило к осаждению на термодинамическом барьере свинца и марганца (повышенное

содержание марганца характерно для руд).

*Техногенные геохимические барьеры.* Барьеры возникают не только в ходе природных процессов, но и в результате хозяйственной деятельности человека. Например, при вскрытии угольных пластов шахтами нередко образуются сернокислые воды, так как многие угли содержат пирит. Этот «кислый водоотлив» шахт является важной технической проблемой, так как кислые воды разрушают металлические предметы в шахтах; поступая в реки, они губят рыбу. Но если на пути миграции шахтных вод поместить карбонатные породы, то на этом *техногенном щелочном геохимическом барьере* будут задержаны вредные соединения кислой природы, образуется искусственная геохимическая аномалия тина *Д2*.

Многие металлургические и химические комбинаты, тепловые электростанции также имеют вредные отходы, которые могут быть задержаны на техногенных барьерах.

Таким образом, техногенные барьеры должны помочь борьбе с загрязнением окружающей среды. Их необходимо создавать вокруг промышленных предприятий, особенно с вредными выбросами, и таким путем локализовать загрязнение, не дать ему распространиться на значительную площадь.

Техногенные геохимические барьеры можно использовать и для создания искусственных месторождений полезных ископаемых. Человечество в этом отношении имеет некоторый опыт, так как уже в древности с помощью дамб отгораживали небольшие участки моря, где происходило усиленное испарение морской воды и осаждение поваренной соли. Вероятно, следует рассмотреть возможность образования искусственных месторождений полезных ископаемых и на других техногенных барьерах.

* * *

Науки, изучающие отдельные биокосные системы, возникли в разное время, нередко независимо друг от друга, на основе различной конкретной методологии. Вместе с тем объекты исследования всех этих наук относятся к одной группе природных явлений. Отсюда следует вывод о перспективности общего учения о биокосных системах, основы которого были заложены в трудах В. В. Докучаева, В. И. Вернадского, Б. Б. Полынова.

Автор стремился обобщить представления о биокосных системах, хорошо сознавая, что это только начало. Потребности практики, и в первую очередь решения проблем защиты

окружающей среды, требуют дальнейшего развития учения о биокосных системах. Если это направление научной мысли заинтересует читателя и книга послужит толчком для новых исследований, то автор будет считать свою задачу выполненной.

# Литература

*Алекин О. А.* Основы гидрохимии. Л., Гидрометеоиздат, 1970.

*Анисимов Л. А.* Закономерности распространения сероводорода в осадочной толще. — «Советская геология», 1970, № 3.

*Арманд А. Д.* Модели и информация в физической географии. М., «Знание», 1971.

*Арманд Д. Л.* Наука о ландшафте. М., «Мысль», 1976.

*Базилевич Н. И.* и *Родин Л. Е.* Географические закономерности продуктивности и круговорота химических элементов в основных типах растительности Земли. — В кн.: Общие теоретические проблемы биологической продуктивности. Л., «Наука», 1969.

*Базилевич Н. И.* Геохимия почв содового засоления. М., «Наука», 1965.

*Беус А. А., Григорян С. В.* Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М., «Недра», 1975.

*Берг Л. С.* Географические зоны Советского Союза, т. 1—2. М., Географгиз, 1947—1952.

Биологическая продуктивность и круговорот химических элементов в растительных сообществах. Л., «Наука», 1971.

Биосфера и человек. М., «Наука», 1975.

*Вернадский В. И.* Избранные сочинения, т. I—V. М., Изд-во АН СССР, 1954-1960.

*Вернадский В. И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., «Наука», 1965.

*Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.

*Виноградов А. П.* Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах, изд. 2. М., Изд-во АН СССР, 1957.

*Вильямс В. Р.* Почвоведение, изд. 2. М., Сельхозгиз, 1936.

Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Л., «Недра», 1976.

Геохимия ландшафта. Сборник статей. М., «Наука», 1967.

*Гедройц К. К.* Учение о поглотительной способности почв. М., Сельхозгиз, 1933.

*Глазовская М. А.* Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. Изд-во МГУ, 1964.

*Глазовская М. А.* Техногенез и проблемы ландшафтно-геохимического районирования. — «Вестн. МГУ. Сер. геогр.»,

1968, № 1.

*Глазовская М. А.* Технобиогеомы — исходные физико-географические объекты ландшафтно-геохимического прогноза. — «Вестн. МГУ. Сер. геогр.». 1972, № 6.

*Глазовская М. А.* Почвы мира, т. 1—2. Изд-во МГУ, 1972—1973.

*Добровольский В. В.* Гипергенез четвертичного периода. М., «Недра», 1966.

*Добровольский В. В.* География и палеогеография коры выветривания СССР. М., «Просвещение», 1969.

*Докучаев В. В.* Сочинения, т. 1—7. М., Изд-во АН СССР, 1949—1953.

*Игнатович Н. К.* Гидрогеология Русской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1948.

*Исаченко А. Г.* Основы ландшафтоведения и физико-географическое районирование. М., «Высшая школа», 1965.

*Калесник С. В.* Общие географические закономерности Земли. М., «Мысль», 1970.

*Ковальский В. В.* Геохимическая экология. М., «Наука», 1974.

*Ковда В. А.* Основы учения о почвах, т. 1—2. М., «Наука», 1973.

*Ковда В. А.* Биогеохимические циклы в природе и их нарушение человеком. М., «Наука», 1975.

Кора выветривания. — Сборник статей. М., «Наука», 1952—1975, № 1—14.

*Коссович П. С.* О круговороте хлора и серы на земном шаре. Сообщения Бюро по земледелию и почвоведению, 1913.

*Кузнецов С. И., Иванов М. В., Ляликова Н. Н.* Введение в геологическую микробиологию. М., Госгеолтехиздат, 1962.

*Куковский Е. Г.* Превращения слоистых силикатов. Киев, 1973.

*Лукашев К. И., Лукашев В. К.* Геохимия ландшафтов. Минск, 1972.

*Марков К. К.* Палеогеография. М., Географгиз, 1961.

*Мещенко В. М.* Геохимические ландшафты и эндемические болезни. — «Природа», 1974, № 8.

*Никитина А. П., Витовская И. В., Никитин К. К.* Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания и некоторые вопросы методики их изучения. М., «Наука», 1967.

*Овчинников А. М.* Гидрогеохимия. М., «Наука», 1970.

*Перельман А. И.* Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза), изд. 3. М., «Недра», 1968.

*Перельман А. И.* Геохимия ландшафта, изд. 2. М., «Высшая школа», 1975.

*Петров В. П.* Основы учения о древних корах выветривания. М., «Недра», 1967.

*Покровский В. А.* О нижней границе биосферы на территории европейской части СССР по данным региональных геотермических исследований. — В кн.: Геологическая деятельность микроорганизмов. М., 1961.

*Полынов Б. Б.* Геохимические ландшафты. — В кн.: Географические работы. М., Географгиз, 1952.

*Полынов Б. Б.* О геологической роли организмов. — В кн.: Вопросы географии. М., Географгиз, 1953, № 33.

*Полынов Б. Б.* Географические работы. М., Географгиз, 1952.

*Полынов Б. Б.* Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1956.

*Преображенский В. С.* Беседы о современной физической географии. М., «Наука», 1972.

*Прохоров В. Г.* Пирит. Красноярск, 1972.

*Приклонский В. А.* Грунтоведение. М., Госгеолтехиздат, 1952. *Рябчиков А. М.* Структура и динамика геосферы. М., «Мысль», 1972.

*Сапожников Д. Г.* Основы прогноза осадочных рудных месторождений. М., «Недра», 1972.

*Сафронов Н. И.* Основы геохимических методов поисков рудных месторождении. Л., «Недра», 1971.

*Свешников Г. Б.* Электрохимические процессы на сульфидных месторождениях. Изд-во ЛГУ, 1967.

*Сергеев Е. М.* Грунтоведение. Изд-во МГУ, 1959.

*Смирнов С. И.* Введение в изучение геохимической истории подземных вод. М., «Недра», 1974.

*Смирнов С. С.* Зона окисления сульфидных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1955.

*Соколов И. А.* Вулканизм и почвообразование. М., «Наука», 1973. *Страхов Н. М.* и др. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.

*Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза, т. I—III. М., Изд-во АН СССР, 1960—1963.

Труды биогеохимической лаборатории, вып. I—XIII. М., Изд-во АН СССР, 1935—1974.

*Удодов П. А., Шварцев С. Л., Рассказов Н. М.* Основные факторы и особенности миграции микроэлементов в подземных водах зоны гипергенеза. — В кн.: Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов, т. 2. М., 1971.

*Ферсман А. Е.* Геохимические проблемы Союза. Очерк первый. Основные черты геохимии Союза. М., Изд-во АН СССР, 1931. *Ферсман А. Е.* Геохимия, т. II. М.—Л., ОНТИ, 1934.

*Чухров Ф. В.* Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР,

1955. *Швец В. М.* Органические вещества подземных вод. М., «Недра», 1973.

*Щербаков А. В.* Геохимия термальных вод. М., «Наука», 1968. Эпигенетические (наложенные) процессы в осадочных формациях. Ташкент, 1972.

**notes**

# Примечания

# 1

*Докучаев В. В.* К учению о зонах природы. СПб., 1899, с. 16.

# 2

*Полынов Б. Б.* В. В. Докучаев и естествознание. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, № 1, с. 107.

# 3

*Полынов Б. Б.* Роль В. В. Докучаева в развитии естествознания. — «Почвоведение», 1946, № 6, с. 342.

*Полынов Б. Б.* Основные идеи учения о генезисе элювиальных почв в современном освещении. — В кн.: Избр. труды. М., 1956, с. 411.

# 5

Преобладание кальция в поглощающем комплексе черноземов определяет и отражает господство этого катиона в почвенном растворе. А так как среди анионов преобладает $HCO_3^-$ — продукт растворения $CO_2$, то для почвенного раствора характерна система $Ca^{2+} + 2HCO_3^-$, т. е. сочетание сильного катиона с анионом слабой кислоты, обеспечивающее слабощелочную реакцию (pH = 7—8,5).

## 6

Напомним, что в химии окислением называется процесс отдачи электронов, а восстановлением — их приобретение. Свободный кислород, окислив углерод, водород, серу и другие элементы, приобрел электроны, следовательно, восстановился.

*Вернадский В. И.* Избранные сочинения, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 319.

*Полынов Б. Б.* Кора выветривания. Л., Изд-во АН СССР, 1934, с. 189—191.

Местами образуется $H_2S$, и водоносные горизонты относятся к третьему — сульфидному ряду.

*Полынов Б. Б.* Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 487.

*Докучаев В. В.* К учению о зонах природы, с. 5.

# 12

*Докучаев В. В.* Сочинения, т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 416.

# 13

*Полынов Б. Б.* Учение о ландшафтах. — В кн.: Вопросы географии. М., Географгиз, 1953, № 33, с. 32.

## 14

*Маркс К., Энгельс Ф.* Сочинения, т. 20, с. 495—496.

## 15

*Полынов Б. Б.* Избранные труды, с. 433.

# 16

*Уатт К.* Экология и управление природными ресурсами. М., «Мир», 1971, с. 9—10.

## 17

Среди предшественников Зюсса следует назвать великого французского натуралиста Ж. Б. Ламарка.

*Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород, т. I. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940, с. 375.

*Вернадский В. И.* Избранные сочинения, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 547.

Конечно, здесь имеет место и образование живого вещества, но оно образуется не из минеральных соединений (углекислый газ, вода и т. д.), как при фотосинтезе, а из органических веществ других организмов. В биосфере известны и реакции *хемосинтеза*, когда бактерии синтезируют органические вещества из минеральных без участия солнечного света. Однако роль этих реакций в создании биомассы невелика.

# 21

*Вернадский В. И.* Избранные сочинения, т. I, с. 215—216.

*Вернадский В. И.* Избранные сочинения, т. V, с. 168.